This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

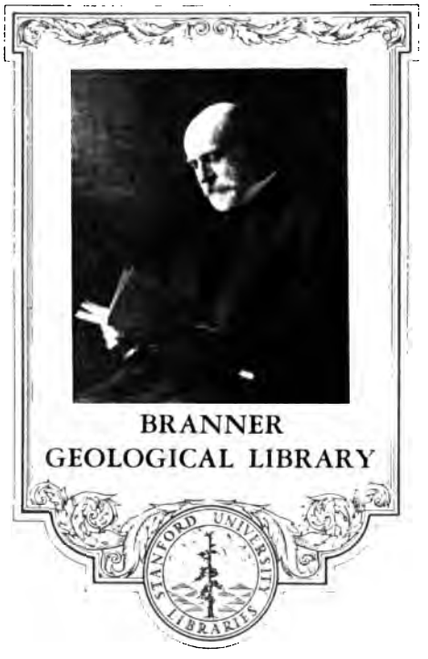
+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.


BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY
STANFORD UNIVERSITY LIBRARIES

BEITRÄGE

ZUR

GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, VI. LIEFERUNG

DES GANZEN WERKES 36. LIEFERUNG

DAS DIORITGEBIET VON SCHLANS BIS DISENTIS

IM

BÜNDNER OBERLAND

Geologisch-petrographische Studie

mit einer geologischen Karte und 6 Tafeln

von

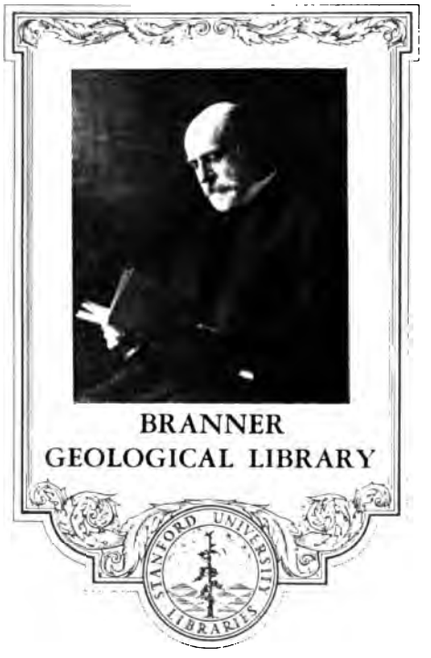
Dr. **LEO WEHRLI**

BERN

IN KOMMISSION BEI SCHMID, FRANCKE & CO. (VORMALS J. DALPSCHE BUCHHANDLUNG

1896

Buchdruckerei Stämpfli & Cie. in Bern


BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY
STANFORD UNIVERSITY LIBRARIES

BEITRÄGE

ZUR

GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, VI. LIEFERUNG

DES GANZEN WERKES 36. LIEFERUNG

DAS DIORITGEBIET VON SCHLANS BIS DISENTIS

IM

BÜNDNER OBERLAND

Geologisch-petrographische Studie

mit einer geologischen Karte und 6 Tafeln

von

Dr. **LEO WEHRLI**

BERN

IN KOMMISSION BEI SCHMID, FRANCKE & CO. (VORMALS J. DALPSCHE BUCHHANDLUNG)

1896

Buchdruckerei Stämpfli & Cie. in Bern

554.94
B423

785978

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung und unter Leitung des Herrn Prof. Dr. *U. Grubenmann* im mineralogisch-petrographischen Institut beider Hochschulen zu Zürich. Sie basiert auf einer geologischen Terrainaufnahme, zu welcher ich in den Sommern 1894 und 1895 im ganzen cirka 5 Wochen (28 Arbeitstage) Zeit verwendet habe, und welche ein petrographisches Belegmaterial von über 250 Handstücken und 130 Dünnschliffen lieferte.

Es ist mir eine erfreuliche Pflicht, an dieser Stelle meinem lieben Lehrer für seine unermüdliche Anteilnahme an diesen Studien meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Ebenso danke ich herzlichst auch meinem lieben Lehrer Herrn Prof. Dr. *Albert Heim*, dem ich namentlich eine gründliche Einführung in die geologische Terrainaufnahme verdanke.

Herr Prof. Dr. *F. P. Treadwell* vom analytischen Laboratorium des eidgenössischen Polytechnikums hatte die Güte, einen Teil der chemischen Gesteinsanalysen zu überwachen, bei deren Ausführung mir auch Herr Assistent *A. Häuptli* mit Rat und That freundschaftlich zur Seite stand. Herr Professor Dr. *L. Paul Liechti* stellte mir in den Frühjahrsferien 1895 das chemische Laboratorium der aargauischen Kantonsschule in Aarau, meiner ersten „alma mater", zur Fortsetzung der Diorit-Analysen freundlichst zur Verfügung.

Allen sei hier für das rege Interesse gedankt, das sie meinen Studien entgegenbrachten!

Die hauptsächlichsten Vorkommnisse unserer Gesteine sind von *Heim* bereits verzeichnet und von *C. Schmidt* petrographisch rubriziert worden. (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Lieferung XXV und Anhang, 1891.) Es konnte sich deshalb im Folgenden nur noch darum handeln, durch eine detailliertere Kartierung, als es für die 1 : 100,000-Karte nötig und möglich

war, d. h. durch eine „förmliche Aufnahme“ des Gebietes im Massstabe der Siegfriedkarte, 1 : 50,000, die Erscheinungsweise der dioritischen Gesteine und ihrer Annexe näher zu untersuchen und an der Hand neuer Detailbeobachtungen festzustellen:

I. die Beziehungen, die eventuell beständen zwischen den bislang bekannten Komplexen 1) im Puntaiglastobel, 2) an der Ruseinbrücke und 3) bei Somvix;
II. ihre Kontaktverhältnisse mit den angrenzenden Gesteinen aufzuklären und
III. ihre metamorphischen Wechselbeziehungen zu ergründen.

Mein erster Entwurf, der ausschliesslich das Dioritgebiet ohne die Rand-Zonen etc. behandelte, wurde im März 1895 von der hohen philosophischen Fakultät, II. Sektion, der Universität Zürich als Dissertation acceptiert. Heute liegt die Arbeit in erweiterter Fassung vor, deren Publikation die schweizerische geologische Kommission in verdankenswerter Weise übernommen hat.

Für gütige Mithülfe bei der Druck-Korrektur bin ich meinem lieben Studienfreunde Dr. *Max Stephani*, Chemiker, dankbar verbunden.

Zürich, im April 1896.

Dr. **Leo Wehrli**, Geolog,
Assistent am mineralogisch-petrographischen Institut.

Index.

Seite

Vorwort III
Index V

Allgemeine Übersicht über die Lagerungsverhältnisse 1
Geographische Abgrenzung 1
Generalprofil 2
Diorit-Zone 2
Protogin-Zone 2
Sedimentmuldenzug 2

I. Diorit-Zone 4
1. Puntaiglas 4
Geologische Verhältnisse 4
Petrographische Untersuchung 8
a. Puntaiglasdiorit 8
Normal massig 8
Stark verwittert 10
Mechanisch zertrümmert 10
Schiefrige Formen an der Rötidolomitmulde 11
b. Quarzdioritaplit 14
c. Schiefrig gequetschter Quarzporphyr 14
d. Granitporphyr 16
2. Rusein 17
Geologische Verhältnisse 17
Schlierenbildung 18
Gänge 18
Puntaiglasdiorit und Ruseindiorit . . 21
Petrographische Untersuchung 21
a. Ruseindiorit 21
Normaler Hornblendediorit 21
Übergänge zu Biotitdiorit 24
Stark verwitterte und schiefrige Formen 24
Übergänge zu Granit 24

Seite

b. Ruseinaplit (Quarzdioritaplit) . . . 27
Normal 27
Übergangsglied zu Dioritporphyrit . 31
„Umkrystallisiert“ 31

II. Protogin-Zone 33
Geologische Verhältnisse 33
Muscovitgranitgänge im Val St. Placi . . 34

III. Sedimentmuldenzug Schlans-Truns-Disentis . . 37
Lagerungsverhältnisse 37
Petrographisches 43
a. Verrucano 43
b. Dioritschiefrige Einlagerungen im Verrucano 45
Die grünen Schiefer von Somvix . 45
c. Schiefrig gequetschter Diorit-Porphyrit („Ilanzer Varietät“ des Verrucano) bei Somvix 47

IV. Rand-Gebiete 51
Südlich:
a. Granatführendes Gestein von Darwela-Rinkenberg 51
b. Die Bezeichnung „Sc“ 52
c. Topfstein 53
Nördlich:
d. Haupt-Granit-Zone des Finsteraarmassivs 53
e. Nördliche Amphibolit-Zone 54

Petrographische Resultate 56
Wirkungen des Gebirgsdruckes 58
Bemerkungen zur Karte 61
Erklärung der mikrophotographischen Tafeln . . . 62
Register 65

Allgemeine Übersicht über die Lagerungsverhältnisse.

Auf dem rechten Ufer des Vorderrheins ziehen von Rinkenberg bis über Disentis hinauf Sericitschiefer mit talkigen und kalkigen Einlagen, steil südfallend, am untern Thalgehänge hin. Auf dem linken Rheinufer verraten hoch oben kühne granitische Spitzen einen Hauptzug des Finsteraarmassives, der vom Puntaiglasgletscher über Piz Ner, Piz Gliems, Piz Alpetta, Piz Cavardiras u. s. w. mit südwestlichem Streichen sich fortsetzt und eine grossartige Gipfelreihe von „Dreitausendern" bildet.

Die Zone nun zwischen den Sericitschiefern unten im Thal und den Granithäuptern des Centralmassivs, d. h. der linke Abhang des Vorderrheinthales, ist Hauptgegenstand dieser Untersuchung. Unten, bei Truns, hat sie auf der Kartenprojection eine Breite von $3^1/_2$ km; bei Disentis ist sie auf wenig mehr als die Hälfte reduziert. In die Länge misst sie, von Schlans bis Disentis, 13 km. Zur Erlangung petrographischer Vergleichspunkte wurde sodann noch ein Vorstoss nach Nordwesten, ins Val Rusein und dessen Seitenthäler, jenseits des centralmassivischen Hauptzuges, gemacht und zur Vervollständigung auch das Verrucanogebiet im Nordosten, von Schlans bis Brigels, berücksichtigt, so dass die linksrheinische Hälfte des Siegfriedblattes Truns (408) geologisch koloriert vorliegt. Das untersuchte Areal umfasst mit Ausschluss des nicht näher verfolgten centralmassivischen Hauptzuges im Kartenbilde ungefähr 75 Quadratkilometer.

Die Thalsohle steigt im Gebiet von 785 bis 1150 m über Meer. Eine reiche Vertikalgliederung zeichnet die Gegend aus. Die Abhänge sind ausserordentlich steil, ebenso die meisten Seitenthäler. In den untern Regionen erschweren ausgedehnte Wälder häufig die zusammenhängende Beobachtung; in

Allgemeine Übersicht über die Lagerungsverhältnisse.

Auf dem rechten Ufer des Vorderrheins ziehen von Rinkenberg bis über Disentis hinauf Sericitschiefer mit talkigen und kalkigen Einlagen, steil südfallend, am untern Thalgehänge hin. Auf dem linken Rheinufer verraten hoch oben kühne granitische Spitzen einen Hauptzug des Finsteraarmassives, der vom Puntaiglasgletscher über Piz Ner, Piz Gliems, Piz Alpetta, Piz Cavardiras u. s. w. mit südwestlichem Streichen sich fortsetzt und eine grossartige Gipfelreihe von „Dreitausendern" bildet.

Die Zone nun zwischen den Sericitschiefern unten im Thal und den Granithäuptern des Centralmassivs, d. h. der linke Abhang des Vorderrheinthales, ist Hauptgegenstand dieser Untersuchung. Unten, bei Truns, hat sie auf der Kartenprojection eine Breite von $3^1/_2$ km; bei Disentis ist sie auf wenig mehr als die Hälfte reduziert. In die Länge misst sie, von Schlans bis Disentis, 13 km. Zur Erlangung petrographischer Vergleichspunkte wurde sodann noch ein Vorstoss nach Nordwesten, ins Val Rusein und dessen Seitenthäler, jenseits des centralmassivischen Hauptzuges, gemacht und zur Vervollständigung auch das Verrucanogebiet im Nordosten, von Schlans bis Brigels, berücksichtigt, so dass die linksrheinische Hälfte des Siegfriedblattes Truns (408) geologisch koloriert vorliegt. Das untersuchte Areal umfasst mit Ausschluss des nicht näher verfolgten centralmassivischen Hauptzuges im Kartenbilde ungefähr 75 Quadratkilometer.

Die Thalsohle steigt im Gebiet von 785 bis 1150 m über Meer. Eine reiche Vertikalgliederung zeichnet die Gegend aus. Die Abhänge sind ausserordentlich steil, ebenso die meisten Seitenthäler. In den untern Regionen erschweren ausgedehnte Wälder häufig die zusammenhängende Beobachtung; in

den obern Partien, namentlich von 1800 bis 2100 m herrschen trockene Alpen mit wenig Felsentblössungen; noch höher hinauf folgen mächtige Schutthalden und Trümmerhaufen.

Im Querprofil zerfällt das Hauptuntersuchungsgebiet von Nord nach Süd in drei Hauptabschnitte:

1) Diorit-Zone,
2) Protogin-Zone,
3) Sedimentmuldenzug.

Die Diorit-Zone nimmt im Val Puntaiglas die halbe Breite unseres Gebietes ein, beherrscht westlich, an der Ruseinbrücke, das auf 2 km verengte Querprofil fast ausschliesslich und spitzt sich mit faserigem Grundriss gegen Disentis hinauf allmählich aus. Sie besteht aus zwei petrographisch und geologisch verschiedenen Komplexen: dem Diorit im Val Puntaiglas und dem Diorit an der Ruseinbrücke, derart, dass jeder dieser Komplexe an seinem Ort die ganze Diorit-Zone einnimmt, während sie sich in der Mitte, zwischen Val Puntaiglas und Val Rusein, linsenförmig auskeilen, vielleicht aneinander vorbeischieben, doch so, dass der Puntaiglasdiorit der nördliche bleibt.

Die Protogin-Zone ist ein südlicher Ausläufer des Finsteraarmassivs. Sie misst bei Truns über 1 km Breite, bleibt aber westwärts meist unter Erraticum und Bergsturztrümmern verborgen, so dass ihre Breitenausdehnung nicht weiter angegeben werden kann. An der Ruseinbrücke, wo die Diorit-Zone das ganze Querprofil einnimmt, spitzt sich der Protogin aus und findet sich erst gegen Disentis wieder in Form von Granitporphyr und einzelnen gangförmigen Muscovitgraniten.

Südlich an die Protogin-Zone lehnt sich der Sedimentmuldenzug: eine nördlich einfallende Mulde mit Verrucano als ältestem Glied, Malm im Kerne; der Verrucano des Muldenschenkels ist zugleich Gewölbeschenkel einer Verrucano-Antiklinale, und auf diese folgt südlich eine zweite Verrucanomulde, in welcher nochmals ein dioritisches Gestein erscheint: die sogen. grünen Schiefer von Somvix.

Wir sind am Rhein; jenseits stehen die Sericitschiefer.

Taf. I, Fig. 6, illustriert das besprochene Generalprofil.

Im Folgenden soll hauptsächlich die Diorit-Zone eingehender besprochen werden. Dass auch der merkwürdige sedimentäre Muldenzug noch einer besonderen Erörterung gewürdigt wird, ist Folge der tektonischen Verhältnisse; ohne geologische Makrodynamik bleibt petrographische Mikrodynamik einäugig, und umgekehrt!

Diorit-Zone.

Puntaiglas.

Geologische Verhältnisse.

Oberhalb Caltgiadira bei Truns, auf dem rechten Ufer des Ferrerabaches[1]), stehen an einem Bewässerungsgraben 80—100 m mächtige sericitische Gneisse an, mit 55° Nordfallen, — dieselben, welche weiter westlich, gegen das Ruseingebiet wieder erscheinen. Wenig nördlich davon, auf dem linken Ufer des Ferrerabaches, stechen aus der Moräne von Crestatsch sericitische, teilweise hornblendereiche Schiefer und Gneisse mit einem Fallen von 55—70° Süd (Bankung und Schieferung konkordant). Diese Gesteine werden zum Verrucano gezogen. Sie gehören dem nördlichsten Schenkel des Muldenzuges an. In dieser Verrucano-Zone vollzieht sich ein Wechsel der Fallrichtung, indem die südlicheren (stratigraphisch oberen) Schichten nördlich einfallen, konkordant mit der Juramulde, während die nördlicheren Lagen sich mit Südfallen dem Dioritmassiv anschmiegen.

Steigt man das steile Val Puntaiglas hinan, so folgen nach Norden bis auf die Höhe von Zaniu beidseitig des Baches protogin- bis gneissartige Gesteine konstant steil südfallend. Dasselbe Gestein traf ich nordwestlich bei 1900 m auf Alp de munt.

Etwa 200 m unter dem Thalboden der Puntaiglasalp streicht ein 300 bis 400 m mächtiges Lager von geschiefertem Quarzporphyr mit grossen Quarzkrystallen über das Tobel; dann folgt aufwärts ein grobkörniger Diorit. Der Kontakt ist hier durch eine 10 m breite Trümmerzone verdeckt. Weiter oben, auf beiden Thalseiten bei 1900 m, habe ich schiefrigen Diorit

[1]) Der Bach des Val Puntaiglas; auf dem Siegfriedblatt Truns führt er keinen Namen.

als Kontaktzone gefunden. An der Ecke von Alp de Schlans gegen Val Puntaiglas, bei cirka 1900 m, hat der Quarzporphyr dezimeterdicke Bänke von bloss mehr 3—4 m Gesamtmächtigkeit und fällt 40° SE. Auf der gegenüberliegenden Seite ist der Kontakt ungefähr in gleicher Höhe zugänglich an einem Felsenpfad, der von der Hütte der Alp de Puntaiglas nach Alp de munt hinüberführt. Der massige Puntaiglasdiorit zeigt hier auf seiner Oberfläche typische Rutschstreifen in der Fallrichtung des Hangenden (35° S), welches zunächst von 20 cm stark geschiefertem, sodann von bankigem Quarzporphyrschiefer gebildet wird — demselben, den wir an der entsprechenden Stelle der linken Thalwand und vorher an der Schwelle der Puntaiglasalp am Bache vorfanden.

Protogin und geschieferter Quarzporphyr legen sich in flacher Wölbung von Süden her über den Puntaiglasdiorit. Ich mass von Truns aufwärts bis über der Alp de Puntaiglas successive 55°, 50°, 35° und 25° Südfallen.

Im Diorit selbst wechseln gleich anfangs schiefrige und massige Lagen mehrfach ab, doch so, dass die grobe, massige Ausbildungsweise bald vorherrscht. In einer Lawinenrunse am linken Ufer des Ferrerabaches steht ausserdem eine fast dichte, helle, quarzreiche Varietät des Diorites an, welche sowohl makroskopisch als im Dünnschliff kaum zu unterscheiden ist von gangförmigen Quarzdioritapliten der Ruseinbrücke.

Wir kommen, zunächst auf dem linken Ufer weiter hinansteigend, über grossartige, in der Thalrichtung gestreifte Rundbuckel, die der Puntaiglasgletscher in ferner Zeit dem Diorit angeschliffen hat, jenseits des Baches zur Hütte der Alp de Puntaiglas (1540 m). Ein wüster Thalkessel öffnet sich, nach Norden durch eine wohl 300 m hohe Granitwand abgeschlossen. Der Ferrerabach, dem Gletscher ob der Wand entströmend, setzt schäumend zum Kessel herab und windet sich um öde Schutthalden herum, vermehrt durch zahlreiche Schuttquellen, zur Hütte, um von da über die hohe, steile Thalstufe hinab nach Truns dem Rheine zuzurauschen.

Rekapitulieren wir rasch, was durch *A. Escher v. d. Linth, Theobald, G. vom Rath, Heim* u. a. über die Geologie dieses Thalkessels bekannt ist: Links und rechts zunächst massige Diorite mit Gletscherbuckeln. Löcher und Schutthalden verraten früheren Bergbau. Kupfer- und Eisenmineralien wurden im Diorit,

namentlich in den schiefrigen Varietäten, hier einst ausgebeutet. Auf der linken Thalseite über den zerfallenen Eisengruben folgen immer mehr schiefrige Varietäten des Diorites, hierauf ein graugrünes, auf der Schieferungsfläche seidenglänzendes sericitisches Gestein (das erst durch die mikroskopische Analyse als ursprünglichen Diorit sich offenbarte). Dann kreuzt man eine spitz eingeklemmte, 50—60° südfallende Sedimentmulde aus Rötidolomit, welcher stellenweise ein wenig schiefrig gequetscht erscheint. Jenseits folgen wieder sericitische Dioritschiefer. Stets geht auch hier die Schieferung parallel der Bankung resp. Schichtung. Auf dem rechten Ufer des Ferrerabaches ist die Rötidolomitmulde auch vorhanden, wenn schon in geringerer Ausdehnung. Sie reicht nicht mehr so weit in die Tiefe und hört nach Westen sehr bald auf. (Vgl. die Profile von *Heim* in Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz, Taf. I, 5, und im Atlas zum „Mechan. d. Gebirgsbildung" Taf. VI, Prof. 10 und 11 und Taf. VIII, Fig. 4.)

Klettert man auf Alp de Puntaiglas dem obern Rande der Schutthalden nach, so findet sich beidseitig nördlich an den massigen Diorit anlehnend, schiefriger Diorit, dann am rechten Ufer wiederum geschieferter Quarzporphyr (derselbe, wie am Südrand des Diorites) von nahezu 100 m Mächtigkeit, anfangs noch mit halbmetrigen Dioritschiefereinlagen. Er bildet vertikal stehende Platten. (Auf der linken Thalseite fehlt dieser nördliche Quarzporphyr; Gneiss folgt dort direkt auf Dioritschiefer.) Daran schliessen sich vertikale Gneisse und endlich der bekannte Puntaiglasgranit mit euritischer Hülle und ebensolchen Gängen. Er bildet die abschliessende mächtige Wand des Thalhintergrundes, und der Wanderer ahnt kaum, dass über dieser wenig einladenden, klotzigen Felsrampe eine unserer grossartigsten Gletscherlandschaften verborgen liegt.

Dasselbe Profil ergiebt sich beim Anstieg über die westliche Thalflanke. Cirka 100 m südlich unter Punkt 2388 der Karte folgt auf 60° südfallenden „gneissartigen Verrucano" ein stark zersetztes, grobflaserig-sericitschieferiges Gestein, mit steilem Südfallen, fast vertikal; es entspricht dem gequetschten Quarzporphyr. Darauf erscheint typischer Puntaiglasdiorit, zuerst in schieferiger Ausbildung, rostrot angewittert — daher der Lokalname „platta cotchina", rote Platte — dann in durchaus massig-grobkörniger Facies. 10 m südlich

unterhalb Punkt 2388 steht wieder Dioritschiefer an, cirka 1 m mächtig, worauf direkt die Rötidolomitmulde folgt mit steilem Südfallen. Der Rötidolomit ist hier im ganzen bloss etwa 8—10 m mächtig, randlich schieferig-blätterig, in den innern Partien marmorisiert. Er scheint nicht weit westlich zu reichen, während pyritöse, rostig angewitterte Dioritschiefer, vermutlich das Gestein der Eisengruben auf Alp de Puntaiglas, hoch oben im Val Rabius (linkes Ufer) bei 1900 m mit 50° Nordfallen durchstechen. Genau bei Punkt 2388 stehen schon wieder rostrot angewitterte Dioritschiefer in vertikalen Platten an; den Sattel gegen Piz Mut hin bildet eine Partie schiefriger, biotitreicher Diorite mit steilem Südfallen, und am Anstieg gegen Piz Mut folgt bereits ächter Puntaiglasgranit „auctorum".

Die tektonischen Verhältnisse der beiden Puntaiglasthalwände sind auf Taf. I, Fig. 1 und 2 dargestellt, nach Skizzen, die jeweilen von der gegenüberliegenden Seite her aufgenommen wurden.

Wir haben also einen Dioritstock mit grobkörnig-massigem Kern, der nach aussen in schiefrige Varietäten übergeht und am Süd- und Nordrand von schiefrigem Quarzporphyr begrenzt ist. Von Süden her legen sich die auf der 1:100,000 Karte als Vgn (gneissartiger Verrucano) taxierten Gesteinskomplexe mantelförmig darüber, und von oben ist eine Sedimentmulde eingeknetet. Eruptivkontakte waren — trotz geflissentlichen Suchens — nirgends sichtbar.

Geht man vom Val Puntaiglas in der allgemeinen Streichrichtung, d. h. so ziemlich parallel dem Abhange des Vorderrheinthales westlich, so erscheint der Puntaiglasdiorit in typischer massig-grobkörniger Ausbildung wieder an der Alp de Glievers, ob dadens sut, bei rund 2000 m, und schiefrige Varietäten stehen auf gleicher Höhe jenseits des Val Mulineun auf Alp de Crap ner sura (Crap ner, romanisch, = schwarzer Fels!) an, südlich wiederum begleitet von dem bekannten schiefrigen Quarzporphyr. Die Dioritschiefer fallen hier 40° N.

Weiterhin fand ich im Gebiet nirgends mehr typischen Puntaiglasdiorit.

Petrographische Untersuchung.

a. Puntaiglasdiorit.

Der normale massige Puntaiglasdiorit, welcher die Hauptmasse des Stockes bildet, ist ein mittel- bis grobkörniges Gestein, durch weisse, verwittert grünlich-graue Feldspäte und bis $^1/_2$ cm lange grünschwarze Hornblenden von hübsch gesprenkeltem Aussehen. Hornblende überwiegt dem Quantum nach und sammelt sich gelegentlich zu ei- bis faustgrossen Knauern an.

Unter dem Mikroskop erscheinen die Feldspäte nach allen möglichen Richtungen ineinander gekeilt, während faserige Hornblende quasi die Zwischenräume ausfüllt. So entsteht eine fast pegmatitische Struktur, welche etwas an Gabbro erinnert. *C. Schmidt* (loc. cit.) nennt das Gestein deshalb einen Hornblende-Gabbro. Ich möchte es doch noch zu den Dioriten zählen, indem für die Familienbestimmung wohl mehr die Mineralien, welche das Gestein komponieren, sowie die chemische Zusammensetzung, den Ausschlag geben dürften, als die Struktur, welche vorzüglich als Kriterium der Erstarrungsform — ob Tiefen-, Gang- oder Ergussgestein — reserviert bleiben sollte. Pyroxene führt unser Gestein nicht, und die Feldspäte sind auch nicht dermassen basisch (z. B. -11^0 auf ^0P, -24^0 bis -25^0 auf $\infty P\breve{\infty}$ auslöschend), dass die Rubrik Gabbro gerechtfertigt wäre.

Die chemische Analyse bestätigt die Diagnose; ich fand folgende Zusammensetzung:

SiO_2	47,30
Al_2O_3	22,64
Fe_2O_3	1,22
FeO	6,47
CaO	11,28
MgO	4,74
K_2O	0,50
Na_2O	4,74
Glühverlust	1,24
	100,13
Spez. Gewicht	2,93

Der hohe Calciumgehalt gegenüber der relativ geringen Menge Magnesium weist entschieden auf Diorit hin, wenn schon umgekehrt das Verhältnis von Eisenoxyd und Eisenoxydul eher den Gabbrogesteinen eignet. Dies zeigt auch, dass unser Diorittypus allerdings gegen Gabbro hinneigt.

Die Plagioklase sind nach Albit- oder Periklingesetz oder nach beiden zugleich ziemlich fein lamelliert und zu polysynthetischen Zwillingen verwachsen, welche oft schöne breite Tafeln mit deutlicher zackiger Endabgrenzung bilden. Es finden sich auch Tafeln, wo Bänder mit beiden Zwillingsgesetzen abwechseln mit solchen, die nur nach dem einen lamelliert sind. Doch ist die Lamellierung einzelner Tafeln nicht immer konsequent vom einen Ende zum andern durchgeführt.

Meistens sind die Feldspäte noch frisch. In manchen Schliffen dagegen fand ich sie schon mit dem unruhigen Zersetzungsschimmer behaftet, den ihnen feinste Sericitnädelchen, winzig kleine Epidotkörnchen und wohl auch trübende Kaolinpartikelchen verleihen. In vorgerückteren Umwandlungsstadien sind die Feldspäte bis zur Unkenntlichkeit sericitisiert und epidotisiert, während die Hornblenden immer noch erkennbar bleiben.

Verbogene, verworfene und undulös auslöschende Plagioklase deuten auf Wirkungen des Gebirgsdruckes.

Hornblende tritt in zweierlei Gestaltentwicklungen auf: als stattliche Zwillinge nach (100) — oft 3—4 Lamellen mit einander verwachsen und gelegentlich schon makroskopisch schöne basale Schnitte mit prismatischer Spaltbarkeit zeigend, — und als Fasern plus oder minus parallel der Längsrichtung zu Tafeln aggregiert oder in dünnen Faserzügen gleich Spaltenausfüllungen die Plagioklase durchsetzend. Sie ist häufig von einem schmalen saftgrünen Rand umgeben (cf. *C. Schmidt* loc. cit.). Der Pleochroismus ist stark (!): c blaugrün, b saftgrün bis grünbraun, a licht gelb. Auslöschungsschiefe 15—16°. Manche Fasern löschen undulös aus.

Als Einschlüsse in Hornblende zeigten sich bei sehr starker Vergrösserung wasserklare, stark lichtbrechende Körperchen von rundlicher oder Stäbchenform, welche oft noch stärker lichtbrechende Medien einschlossen (Mikrolithen).

Im Kern eines basalen Hornblendeschnittes fand ich ein Körnchen Zoisit, und dicht daran anschliessend etwas Pyrit, am Glanze erkennbar, mit rot

durchsichtiger Umrandung. An anderer Stelle drängte sich Epidot vom Rande her in die Hornblende hinein, ohne Begleitung von Pyrit. Beides sind wohl sich entsprechende chemische Umwandlungsvorgänge in der Hornblende.

Ausscheidungsfolge von Plagioklas und Hornblende. Hornblenderiemchen bewohnen die Plagioklase, aber es findet sich umgekehrt auch oft Plagioklas als Einschluss in Hornblende. Doch erscheint im ganzen der Plagioklas idiomorph gegenüber der Hornblende, eine Erscheinung, welche in der That an Gabbrostruktur erinnert.

Etwas Glimmer, schwach pleochroitisch und mit Hornblende verwachsen, kommt nur im Gestein von der Alp de Glievers vor, das im übrigen mit normalem Puntaiglasdiorit übereinstimmt.

Quarz fehlt. Ein einziges Mal fand ich — auch im Gestein von der Alp de Glievers — einige kleine Quarzfelder als Ausfüllung von Rissen in einem basalen Hornblendeschnitt.

Accessorisch findet sich, ausser dem erwähnten Zoisit und Epidot und den Sericitnädelchen der Feldspäte, Magnetit in unregelmässigen rundlichen und eckigen Körnern, die meist in Hornblende liegen, welche schon in Zersetzung begriffen ist, oder nahe dabei.

Allanit fand ich, in Hornblende eingeschlossen, vereinzelt im Gestein von der Alp de Glievers.

In stark verwittertem Puntaiglasdiorit erscheint allerdings Quarz, quasi als Resorptionsrest der randlich corrodierten, in dichten Filz von Sericitnadeln und Epidotkörnern umgewandelten Plagioklase. Daneben hat sich Carbonat gebildet. Die Hornblenden haben schon makroskopisch ihre Krystallindividualität verloren; sie erscheinen als grüner Sand, in die grün gewordenen Feldspatpartien eingebettet. Viel Chlorit tritt auf, in Begleit von Ilmenit (mit Leukoxenrand), oder solchen einschliessend. Dies das Bild wesentlich chemischer Verwitterung, wobei die massige Gesteinstextur erhalten blieb.

Ein wesentlich anderes Bild liefert unser Diorit an denjenigen Stellen, wo er, wie am Rande des Stockes, gegen den Quarzporphyr, starker mechanischer Beeinflussung ausgesetzt war. Er gleicht hier makroskopisch

einem graugrünen, linsig-flaserigen Amphibolit mit sericitglänzenden Schieferungsflächen und weissen pulverigen Nestern.

Unter dem Mikroskop erscheint ein wirres Trümmerfeld (Taf. V, Fig. 4). Die Plagioklastafeln sind in lappige Stücke zerrissen, deren Zusammengehörigkeit an der Form der Ränder sich noch erkennen lässt; die Bruchstücke verhalten sich meist auch optisch noch einheitlich. Hornblende ist in bestimmter Richtung zerfasert. Auf zahlreichen Bruchklüften des Gesteins haben feinkörnige Quarzaggregate Platz gegriffen; sie füllen mit neugebildeten, kleinen, saubern Feldspätchen (Albiten?) ganze Adern aus, in denen Hornblende- (und Glimmer-)Fasern und grössere Plagioklastrümmer herumliegen. So umgiesst gleichsam eine Zerreibungsmasse als Schuttzone die gröberen Brocken, es entsteht „mechanische Porphyrstruktur", wie dies Zirkel treffend heisst. Das Zerstörungsbild dieser Mikrobreccie ist von überraschender Lebendigkeit, man glaubt im Mikroskop das Knacken von der gewaltsamen Zermalmung hörbar zu vernehmen!

Ähnlich, nur noch potenzierter, ist die dynamische Umwandlung des Puntaiglasdiorites da, wo die Rötidolomitmulde von den Brigelserhörnern herab in denselben eingeknetet ist. Der umgebende Diorit ist plattig bis dünnschiefrig geworden und auf der grünbraunen Schieferungsfläche fast seifig anzufühlen.

Der hangende Schiefer der Rötidolomitmulde ist etwas weniger stark metamorphosiert als der liegende. Da sind neben Chlorit und schwach doppelbrechender „schilfiger Hornblende" noch sichere normale Hornblenden vorhanden, oft mit Biotitfetzen verwachsen. Die Plagioklasnatur des ehemaligen Feldspates hingegen manifestiert sich nur noch durch grosse Mengen von Epidot und Zoisit. (Epidot ist aber auch zum Teil aus Hornblende hervorgegangen, deren Spaltbarkeit seine Körner manchmal noch verraten). Es waren aber sichtlich viele Feldspäte da, so dass das Gestein nicht direkt unter die Amphibolite gezählt werden darf. Auf Adern und Rissen sitzt wiederum feinkörniger, teilweise undulöser Quarz und haufenweise aggregiert oder in Schnüre gereiht findet sich als Verwitterungsprodukt Calcit. Magnetit ist relativ wenig da.

Ein Typus grosser basaler Hornblendequerschnitte verdient hier besonders hervorgehoben zu werden. Das Prisma ist linsig verquetscht, so dass das seitliche Pinakoid fast unterdrückt wurde, während das sonst seltene

vordere Pinakoid aufzutreten scheint (blosse Druckform?). Die Hauptspaltbarkeit parallel dem Prisma ist im ganzen deutlich entwickelt, der stumpfe Winkel jedoch von 124° auf 133° aufgesperrt[1]). Der ganze Krystall ist innerlich zertrümmert. Dies ist daran zu erkennen, dass einzelne Teilchen aus der allgemeinen Orientierung herausgedreht sind, d. h. nicht mit der Hauptmasse zugleich auslöschen und auch im parallelen Licht nicht gleichzeitig denselben Pleochroismus zeigen; es entsteht ein niedliches Mosaikbild (Taf. V, Fig. 5, mit der Lupe zu betrachten!). Entsprechend zertrümmerte Längsschnitte sind auch vorhanden.

Dieser rein mechanische Umlagerungsprozess von Krystallpartikeln innerhalb eines einzelnen Krystalles ohne wesentliche Alterierung der äussern Form ist der Druckmetamorphose zuzuschreiben und bildet ein gutes Mittelglied zwischen der gröberen „mechanischen Porphyrstruktur“ und der rein chemischen Umwandlung oder „Druckpseudomorphose“.

Der liegende Schiefer der Rötidolomitmulde vollends müsste als nicht weiter qualifizierbaren Sericitschiefer bezeichnet werden, wenn nicht der hangende Schiefer und andere weniger stark veränderte Übergangsformen (siehe unten „grüne Schiefer“ von Somvix) ihn als das extremste Glied in der Reihe der dynamisch umgewandelten Diorite auffassen liessen.

Unter dem Mikroskop sind Chloritfasern an ihrem schwachen Pleochroismus noch eben erkennbar; sie umziehen linsige Aggregate einer filzigen, bei gekreuzten Nicols unruhig bunt flimmernden Masse, die bei sehr starker Vergrösserung sich in eine Legion glimmerig polarisierender, mehr oder weniger parallel gestellter Sericitnädelchen auflöst, nebst einigen Feldspatrestchen, Epidot- und Carbonatkörnchen. Einzelne Magnetite und Ilmenite, meist mit Leukoxenrand behaftet, liegen als Krystalle oder unregelmässige Körner im Gestein eingestreut.

Den blendend rostroten Schuttkegel auf dem linken Ufer des Ferrerabaches, weit hinten im Thalkessel der Puntaiglasalp, liefert zum grössten

---

[1]) *Anmerkung.* Eine Neigung der Schliffebene um cirka 15° von (001) gegen (010), welche diesen Mehrbetrag von 9° in der Öffnung des Spaltungswinkels ausmachen könnte, ist ausgeschlossen, weil der Schliff im grossen und ganzen wie ein normal basaler Schnitt scharf auslöscht und das Axenbild zeigt.

Teil ein Komplex rostig anwitternder, sericitischer Dioritschiefer — wohl dem Sc der 1 : 100,000 Karte entsprechend — welche zwischen den Dioritschiefern, die nördlich die Rötidolomitmulde begleiten, und denjenigen am nördlichen Rande des Dioritstockes gegen den Puntaiglasgranit hin, mit 70° Südfallen mitten in massigen Diorit intercaliert sind.

Ein kleinerer Teil der jenen roten Schuttkegel bildenden Trümmer ist hingegen anderer Natur: flaseriger, mittel- bis feinkörniger Quarzitschiefer, in handgrosse Linsen geschiefert, deren Schieferungsflächen rostrot bis tombakbraun angewittert sind, gelegentlich auch auf Kupfererze deutende bunte Anlauffarben zeigen und stellenweise durch broncefarbige Glimmerlagen fast metallartig glänzen. Innerhalb dieser handstückgrossen Linsen ist eine Flaserung, quasi zweiter Ordnung, sichtbar, deren erbsengrosse Quarzlinsen durch dünne seidenglänzende Muscovitlagen begrenzt und von eleganten Pyritkryställchen erfüllt sind. In den Schieferungsflächen erster Ordnung sind von den Pyriten, welche dort besonders gehäuft waren, nur noch die ausgelaugten Hohlformen sichtbar; die Pyritsubstanz ist oxydiert und hat die ganze Fläche rot gefärbt durch gleichmässige Infiltrierung der umgebenden Quarze und Muscovite. Das ganze Gestein erscheint unter einseitigem Druck innerlich in hohem Grade zerquetscht, die einzelnen Quetschungseinheiten im Grossen und Kleinen aneinander parallel linsig verschoben: grobe und feine Rutschflächen, sowie eine auf Linearstreckung deutende Parallelstreifung durchziehen in einheitlicher Richtung die Stücke.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein ausschliesslich aus Quarz plus Muscovit plus Pyrit zusammengesetzt. Einzelne grössere, nicht gesetzmässig umgrenzte, teilweise undulös auslöschende Quarzindividuen sind umgeben von Aggregaten kleinerer Quarzfetzchen, die pegmatitisch — wenn das Wort hier erlaubt ist — untereinander verkeilt sind. Feldspäte fehlen durchaus. Manche Quarzaggregate sind sichtlich aus einem früher einheitlichen Quarzindividuum hervorgegangen, das zertrümmert und nachher durch ein feines Quarztrümmerchen-Aggregat wieder ausgeflickt wurde. Auffallend viel Quarzindividuen sind mit ihrer Hauptaxe senkrecht zur Schieferungsebene orientiert, so dass Schliffe parallel dieser sehr viel ^{0}R-Schnitte zeigen.

b. Quarzdioritaplit.

Der Quarzdioritaplit der Alp de Puntaiglas ist ein feinkörniges Quarz-Plagioklas-Gestein, das mit den gangförmigen Quarzdioritapliten des Ruseindiorites vollständig identisch ist. Punkto petrographische Beschreibung sei deshalb auf jene verwiesen.

c. Schiefrig gequetschter Quarzporphyr.

In grüngrauer, flaserig-schiefriger Grundmasse imponieren blauweisse, milchig trübe, fettglänzende Quarzkrystalle mit rundlichem, seltener deutlich sechseckigem Querschnitt. Ihre Grösse variiert gewöhnlich von 2—10 mm; aber auch 15 mm lange prismatische Individuen mit regelrechter Endzuspitzung sind nicht selten.

Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Einsprenglinge als grosse Quarzlinsen, welche sämtlich undulös auslöschen. Oft sind sie durch feine Linien in einzelne undulöse Felder von etwas verschiedener optischer Orientierung zerteilt; der ganze Quarz erscheint dann fleckig-streifig. Unreinigkeiten, Einschlüsse markieren gelegentlich die Trennungslinien (Taf. V, Fig. 6).

Um übrigen zeigt das Gestein typische Kataklasstruktur, wie der besprochene schiefrige Randdiorit.

Die Feldspäte — Orthoklas (viel! und voll Sericitnädelchen), Mikroklin und Plagioklas (mit mittelstarken Auslöschungsschiefen, Andesin-Labrador entsprechend) — sind verbogen oder in Stücke zertrümmert und mit einem Mörtel von kleineren zermalmten Feldspatbröckchen und sauberem Quarzkörnchen-Mosaik (Neubildungen mit scharf-eckigen Formen) wieder zusammengeflickt (Taf. V, Fig. 2 und 3). Muscovitische Häutchen und Schnüre von Sericitnädelchen liegen an den Enden der Feldspatstücke, angeschmiegt und umgebogen, gleichsam mitgeschleppt. Im feinen Schuttmaterial sind die lamellösen Bestandteile, wie kleine Biotit-, Hornblende-, Chlorit- und Sericitschüppchen, einander parallel gestellt.

Parallel zur Orientierung dieser kleinen Partikel beobachtete ich an bereits beliebig verzwillingten Plagioklasen der verschiedensten Orientierung eine zweite

Zwillingslamellierung, welche ohne Rücksicht auf die zufällige Stellung der von ihr ergriffenen Individuen sich selber und jenen kleinen Schüppchen stets parallel bleibt. Diese sekundäre Zwillingslamellierung ist aber unscharf und keilt oft mitten im Krystall aus. Sie ist jedenfalls auch eine Wirkung des Gebirgsdruckes.

Feldspäte, deren Plagioklasnatur sich ausschliesslich durch diese unscharfe Zwillingslamellierung charakterisiert, wäre ich demnach geneigt, als aus Orthoklas durch Drucklamellierung entstanden aufzufassen[1]). Damit würde die auffallende Erscheinung im Einklang stehen, dass auf solchen Individuen sehr viel Sericit (statt Epidot oder Zoisit) als Zersetzungsprodukt liegt.

Übrigens sind auch schon an den einzelnen Stücken eines zertrümmerten echten Plagioklases Anderungen in der Auslöschungsschiefe gelegentlich konstatierbar, abgesehen von der rein mechanischen Desorientierung der Stücke gegeneinander und in Bezug auf den ehemaligen ganzen Krystall.

Farbige Bisilicate sind im Quarzporphyr des Val Puntaiglas nur spärlich vorhanden. Sie bilden, wie erwähnt wurde, kleine Schuppen im Mörtel, und es ist schwierig zu sagen, ob es ursprüngliche Mineralien sind, die sich noch gerettet haben, oder ob man es mit Neubildungen zu thun hat.

Als Accessoria sind einzig zu nennen Pyrite in grösseren Krystallen (selten) oder in unregelmässigen, „zerfressenen" Formen, auch mit Limonitrand, und oft in der Nähe von Chlorit.

Herr *Bodmer-Beder* (Zürich) teilte mir gütigst mit, dass er im Val Puntaiglas ebenfalls einen Quarzporphyr gefunden habe. Derselbe dürfte der nämlichen geologischen Zone angehören, ist aber von dem oben beschriebenen petrographisch total verschieden.

Die chemische Analyse meines Quarzporphyrs ergab folgende Resultate, welche mit den für diese Gesteinsfamilie erforderlichen Daten übereinstimmen:

---

[1]) Analog berichtet *van Werveke* über Sanidine, die durch Druck verzwillingt waren (N. J. 1883, II, p. 97), und *Romberg* über Zwillingsbildung durch Druck an Kalifeldspat und über Querlamellierung senkrecht zur albitischen Zwillingsbildung an Plagioklas (N. J. VIII. Beilage-Band, 1892, p. 364).

SiO_2	75,74
Al_2O_3	12,89
Fe_2O_3	0,45
FeO	1,53
CaO	0,72
MgO	0,85
K_2O	1,66
Na_2O	2,22
Glühverlust	2,16
	98,22
Specifisches Gewicht	2,64

d. Granitporphyr.

Ein zweites porphyrisches Gestein steht bei den rechtsufrigen Eisengruben über dem obern Stollen an. Dasselbe sitzt den eisenschüssigen Dioritschiefern auf, gegen diese scharf abgegrenzt, aber ohne jede Spur von Kontaktmetamorphose. Lagerungsform und Ausdehnung war nicht möglich näher festzustellen, wegen der Schwierigkeit des Terrains. Da das Gestein jedoch nirgends in der Nachbarschaft anzutreffen ist, so handelt es sich um eine tektonisch jedenfalls unwichtige, lokale Erscheinung. Der petrographische Befund war folgender: Unregelmässig begrenzte trübe, fettig glänzende Quarz- und graue Feldspat-Einsprenglinge bis zu $^1/_2$ cm Grösse, liegen ungeordnet in einer äusserst feinkörnigen grauen Grundmasse. Unter dem Mikroskop zeigen die rundlichen Quarz-Einsprenglinge meist undulöse Auslöschung und sind teilweise randlich corrodiert. Unter den Feldspäten herrschen breittafelige Orthoklase gegenüber Kalknatronfeldspat vor. Es sind oft Karlsbader-Zwillinge zu beobachten, ferner Neigung zu Mikroklinbildung. Manche Feldspäte sind schwach verbogen, oder zerrissen; fast auf allen liegen Sericitfilze oder Epidotkörner; letztere reihen sich gelegentlich auch in Schnüre; die einzelnen Sericitblättchen liegen im ganzen Schliff unter sich mehr oder weniger parallel — im übrigen erscheint aber das Gestein durchaus massig. Von Bisilicaten war als Einsprengling jedenfalls Hornblende vorhanden, die aber heute bis auf geringe Reste epidotisiert ist; ein anderer Teil der Epidotaggregate kann, nach der parallel lamelligen Anordnung

zu schliessen, auch aus Biotit hervorgegangen sein. Die Grundmasse endlich besteht aus einem Aggregat winzig kleiner, gegeneinander unregelmässig verzahnter Orthoklas- und Plagioklaskörnchen, durchdrungen von feinschuppigem Sericitfilz, ohne Gesteinsglas. Das Gestein ist demnach als Granitporphyr zu bezeichnen.

2. Rusein.

Geologische Verhältnisse.

Ungefähr in der Mitte zwischen Somvix und Disentis öffnet sich das Ruseinthal durch eine wilde Schlucht, die Ruseinschlucht, nach dem Rheine. Die Oberalpstrasse ist dort auf mehrere Hundert Meter in dioritisches Gestein gesprengt und bietet dadurch einen prächtigen Aufschluss. Man erhält den Eindruck, es handle sich um einen domförmigen Eruptivstock, dessen Centrum mit den gröbstkörnigen Varietäten wenige Meter südlich der Ruseinbrücke zu suchen wäre, und von dem die äusseren Partien, namentlich südöstlich und südwestlich, kuppenförmig abfielen, während die centralen Teile radialplattig vertikal stünden (Taf. III, Fig. 1).

An der Strasse wechseln massige und schiefrige, grob- und feinkörnige, dunkle und helle Gesteinsvarietäten scheinbar gesetzlos miteinander ab; ja die Richtungen des petrographischen Wechsels können auf die kurze Distanz von 2 m sogar aufeinander senkrecht stehen (Taf. II, Fig. 3).

Ich habe von der Stelle, wo die Strasse von Disentis her in die Schlucht einbiegt, bis zur Brücke 27maligen Gesteinswechsel konstatiert, auf dem linken Ufer des Ruseinbaches, von der Brücke bis zur untern Strassenecke, 17mal, und kann alle 44 Beobachtungen mit Handstücken belegen. Die einzelnen Varietäten sind teils durch Klüfte voneinander getrennt; die Kluftflächen sind dann oft mit rotbraunen, streifigen Rutschharnischen von spiegelndem Glanze bekleidet. Manchmal aber ist keine Kluft zu sehen, sondern die eine Ausbildungsform des Gesteines geht ohne jeden Unterbruch in die folgende über, unter allmählichem Übergang in Farbe, Korngrösse etc., oder auch durch plus minus plötzlichen Wechsel ohne Diskontinuität. Wo es anging, habe ich Streichen und Fallen dieser Kontakt- resp. Wechselflächen gemessen und gefunden, dass zwar manche der Haupt-Streich- und -Fallrichtung des Vorderrheinthales entsprechen, dass aber eine allgemeine Regelmässigkeit nicht zu erkennen ist.

Schlierenbildung (confer *C. Schmidt*, loc. cit.) bei der Erstarrung mag in allen denjenigen Fällen als Erklärung gelten, wo der Gesteinswechsel kontinuierlich, d. i. ohne Unterbruch durch eine Kluft, stattfindet. Die Kontaktlinien zwischen der hellen saureren (nicht quergeklüfteten) und der dunkleren hornblendereichen Gesteinsvarietät bilden entweder wellige Linsen; solche sind an einer Dioritwand zwischen Ruseinbrücke und Lumpegniabrücke schön zu sehen, und ferner in dioritisch-schiefrigem Gestein (makroskopisch sehr ähnlich dem Diorit an der Ruseinbrücke) jenseits des Centralmassivs an der Thalschwelle vor der Alp Rusein; oder der Kontakt zeigt wunderlich verzackte, ineinandergreifende Figuren, wie sie wenige Meter ob der Ruseinbrücke am Weg ins Val Rusein auf vertikalem Diorit anstehen (Taf. II, Fig. 4). Die dortigen Kontaktflächen streichen N—S, also vollständig abweichend von den beobachteten Hauptstreichrichtungen.

Wo aber der petrographische Wechsel mit dem allgemeinen Streichen und Fallen übereinstimmt und durch Klüfte im Gestein markiert ist, und wo zahlreiche Querklüfte das hellere, saurere Gestein durchsetzen, da muss eine andere Erklärung herbeigezogen werden, welche immerhin aus der Detailaufnahme an der Ruseinbrücke resultierte: zahlreiche typische Gänge eines feinkörnig-aplitischen Gesteines durchsetzen nämlich den Dioritstock. Sie können namentlich an der rechten Wand der Ruseinschluchtmündung an der Strasse bei günstiger Beleuchtung unschwer erkannt werden an der hellen Farbe und an der Querklüftung. Meist sind sie von dunkeln, parallel dem Gange schiefrigen Salbändern begleitet (Taf. II, Fig. 2). Ihr Streichen und Fallen stimmt mit der allgemeinen Lagerung überein: Streichen WSW—ENE, Fallen steil N. Querschnitte sind wegen Moränen- und sonstiger Schuttbedeckung nicht sichtbar.

Dieselben Ganggesteine treten westlich im verlängerten Streichen noch öfters auf: oberhalb der Lumpegniabrücke, mehrfach auch im Val Lumpegnia und entsprechend am Abhang des Hauptthales in verschiedenen Höhen ob der Strasse bis Prau Lumpegnia hinauf (1600 m); endlich noch als Nebengestein granitporphyrischer Gänge am Eingang ins Val St. Placi bei Disentis — stets mit Nordfallen. Sie sind daher als im Streichen zusammenhängende Lagergänge aufzufassen[1]).

[1]) Die Gänge speciell an der Ruseinbrücke waren schon *G. vom Rath* bekannt. Vergleiche Zeitschr. d. deutschen geolog. Ges. XIV, 1862, p. 389.

Übereinstimmend mit diesen Lagerungsverhältnissen steht an der Lumpegniabrücke dioritisches Gestein an. Der Wechsel von grobbankigen kompakten und schiefrigen arg zerknüllten Ausbildungsformen giebt dem Aufschluss ein förmlich sedimentäres Aussehen (Taf. III, Fig. 2). Streichen W 10° S, Fall 50° N. Es unterliegt keinem Zweifel, dass man es hier mit einer Verlängerung des Ruseinbrückegesteins zu thun hat, indem es im verlängerten Streichen liegt und durch übereinstimmende Aufschlüsse zwischen Lumpegnia- und Ruseinbrücke verbunden ist. Auch im mikroskopischen Befund herrscht Identität mit manchen Varietäten von der Ruseinbrücke.

Weiter aufwärts im Rheinthal fand ich ausser den erwähnten Lagergängen einzelne Ausläufer dioritischen Gesteins noch am ganzen Abhang bis über Disentis hinauf. Nördlich geht ein Ausläufer über Culm de Munt (Taf. I, Fig. 4). Ins Val Lumpegnia greift das Gestein bis etwa zur Kurve 1590 hinein, keilt aber von da nach Südwesten rasch aus, resp. wird von sogenannten Sericitschiefern ausgelöst. Im Val St. Placi findet sich Diorit vom Ruseintypus am untersten Vorsprung der Thalwand unter Moräne gleich hinter der Kapelle von St. Placi, ist aber wahrscheinlich dem Sedimentmuldenzug beizurechnen; ferner nördlich davon als rostrot anwitternde „Hornblendeschiefer" in Gneiss eingelagert noch mehrmals. (Es wird sich allerdings fragen, ob alle diese schiefrigen Hornblendegesteine aus Dioriten hervorgegangen sind, oder ob auch hornblendereiche Gneisse das Ursprungsmaterial gewesen sein können.) Endlich steht weiter aufwärts im Val St. Placi noch eine 5 m breite Zone massigen Diorites an (Taf. I, Fig. 5).

Im Val Rusein geht unser Gestein bis hinter Barcüns an die dritte Thalstufe hinauf. Hier bestehen die Schutthalden noch aus Ruseindiorit. Etwas weiter nördlich nehmen die Trümmer desselben rasch ab; Granite und Gneisse treten vor, und kurz vor dem dritten Thalboden steht weisser Gneiss in Gletscherbuckeln an. Links und rechts an den Thalwänden fällt derselbe 75° Süd.

Weiter nördlich finden sich im Val Rusein keine eckigen Dioritttrümmer vom Ruseintypus mehr. Einzelne gerollte Stücke von ähnlichem Aussehen führt der Bach noch, aber von viel weiter hinten: am Zusammenfluss von Val Cavrein und Val Rusein streicht nördlich des Centralmassivhauptzuges wiederum eine Zone

amphibolitischer Gesteine durch, welche manchen schiefrigen Formen unseres Ruseindiorites ähneln. Sie werden später besprochen (IV, e).

Östlich von der Ruseinbrücke ist der Diorit bis 100 m unterhalb Crap ner sut (1902 m) zu verfolgen. Er bildet steile, unzugängliche Felsabstürze gegen das Val Rusein und hat den waldigen Abhang des Hauptthales mit gewaltigen Trümmerhaufen besäet, aus denen das anstehende Gestein an zahlreichen Stellen heraussticht.

Gegen Somvix hin verschmälert sich die Dioritzone ebenso rasch, wie nach Westen gegen Disentis. Im untern und mittlern Teil des Val Mulineun ist ein bezüglicher Aufschluss nicht sichtbar. Vielmehr steht gleich am Eingang, hinter St. Benedetg, und ebenso im Val Rabius von 1170 m Höhe ab, centralmassivischer Protogin (unsere II. Zone) an. Spuren eines dioritischen Schiefers finden sich unter St. Benedetg und bei etwa 1000 m am Eingang eines kleinen Seitenthälchens, das bei Campliun, $^1/_4$ Stunde oberhalb Truns, ausmündet. Beide Vorkommnisse liegen jedoch schon südlich der Protoginzone, gehören daher nicht mehr direkt dem Ruseindiorit an.

So bildet auch der Ruseindiorit ursprünglich wohl einen Stock. Der Grundriss ist aber heute in der allgemeinen Streichrichtung zu einer Länge von 5 km ausgezogen und beidseitig ausgespitzt, während quer dazu die normale oder eher reduzierte Ausdehnung von cirka 2 km sich am Ausgange des Val Rusein noch offenbart. Man wird nicht fehl gehen, wenn man, auch in Anbetracht der Schichtung an der Lumpegniabrücke und namentlich mit Rücksicht auf den mikroskopischen Befund (siehe unten), am Zustandekommen dieser Pseudo-Lagerform im Grossen dem ausquetschenden Gebirgsdruck einen bedeutenden Anteil zuerkennt. So wird auch begreiflich, dass die Gänge an der Ruseinbrücke, den allgemeinen Lagerungsverhältnissen entsprechend, meist steil nördlich einfallen, indem diese Richtung für Spaltenbildung die geeignetste sein musste. Es würde daraus folgen, dass die Ganggesteine erst unter dem Einfluss der letzten Auffaltung des Tödigebietes oder nach derselben ausgebrochen wären, also der Tertiärzeit angehörten. (Confer auch das dynamisch wenig alterierte mikroskopische Bild!)

Der Dioritstock selbst zeigt an den spärlichen Stellen, wo sein Kontakt mit Nebengestein aufgeschlossen ist — ich fand solche Stellen in einer Runse ob Disla und an dem schwierigen Abhang am linken Ufer der Ruseinbrücke

— keinen Eruptivkontakt, während im ganzen Gebiet Rutsch- und Quetschphänomene an der Tagesordnung sind. Ich glaube daher eher an ein passives Emporkommen dieses Dioritstockes durch Gebirgsdruck, ähnlich, wie *Heim* (loc. cit.) und *Grubenmann*[1]) im Grossen die granitischen Centralmassive sich entstanden denken, als an einen eruptiven Ausbruch.

Puntaiglasdiorit und Ruseindiorit fallen also in dieselbe Zone zwischen dem Hauptzug des Centralmassivs im Norden und dem schmaleren Protoginstreifen im Süden. In den oberen Partien des Val Rabius, Val Luven und Val Mulineun sind leider keine Aufschlüsse vorhanden, welche uns über das tektonische Verhältnis beider Diorite direkt ins klare brächten. Es läge natürlich nahe, beide zu einem einzigen Zuge zu verbinden. Aus zwei Gründen, petrographisch und geologisch, ist dies jedoch unstatthaft:

Erstens sind es petrographisch vollkommen getrennte Formen (wenigstens in den massigen Hauptvarietäten; die aplitischen und die schiefrigen Ausbildungsformen beider Diorite sehen einander allerdings sehr ähnlich).

Zweitens ist der Puntaiglasdiorit umkleidet von einem charakteristischen Quarzporphyr, welcher dem Ruseingestein vollständig fehlt. Derselbe findet sich noch, nahezu im Bereich des Ruseindiorites, auf Alp de Crap ner sura als südlicher Abschluss des Puntaiglasdiorites. Der Ruseindiorit dagegen stösst gegen Alp d'Alpetta direkt an das granitische Centralmassiv. Daraus folgt: wenn überhaupt der Ruseindiorit so weit östlich geht, dass er mit dem Puntaiglasdiorit in dasselbe Querprofil fällt, so zieht er südlich vom Puntaiglasdiorit und dessen Quarzporphyr durch; die beiden Diorite schöben sich also als zwei Linsen aneinander vorbei, Ruseindiorit im Süden, Puntaiglasdiorit im Norden der Dioritzone, und getrennt würden sie jedenfalls durch den südlichen Schenkel jenes Quarzporphyrs (Taf. I, Fig. 2, 3 [oben], 4).

Petrographische Untersuchung.

a. Ruseindiorit.

Weitaus am häufigsten ist das Gestein des Ruseinstockes ein normaler massiger Hornblendediorit von feinem Korn. Grünlichgraue Feldspäte und

---

[1]) *Grubenmann*, Über Gesteine des granitischen Kerns im östlichen Teil des Gotthardmassivs. Mitteil. thurg. naturf. Ges. Heft 10, Frauenfeld 1892.

schwarze, fast metallglänzende Hornblendekrystalle sind auf frischem Bruch zu erkennen. Pyrit ist ständiger Bestandteil und entweder schon von blossem Auge (Würfel bis 3 mm Seitenlänge) oder jedenfalls unter der Lupe sichtbar. Kleine Drusen mit gelblichem Verwitterungsmaterial (Chlorit und Epidot, sehr selten Quarz) sind charakteristisch. Nach *Theobald*[1]) kamen im Gestein an der Ruseinbrücke anlässlich des Strassenbaues anno 1855 „schöne Bergkrystalle, Kalkspat in ausgezeichneten Formen, sowie Sphen und Epidot" zum Vorschein.

Das mikroskopische Bild ist nicht sehr erfreulich. Grosse, breittafelige Plagioklase waren einmal da, sind aber heute zerstückelt, die Stücke durch randliche Aufzehrung unförmlich geworden und durch Einlagerung von Sericit und Epidot stark entstellt. Man muss oft nach einer Zwillingslamellierung in den Resten der alten Feldspatsubstanz förmlich suchen, um sich von der Plagioklasnatur derselben zu überzeugen. Wo noch Auslöschungsschiefen messbar waren, stellte sich heraus, dass der Plagioklas etwa in die Gegend von Ab_1 An_{2-3} gehört.

Sericit (Paragonit?) bildet auf den Feldspäten einen dichten Filz feiner Nädelchen, und Epidot liegt gleich Haufen gequollener Pollenkörner über das ganze Bild massenhaft ausgebreitet oder nebst Zoisit als säulige Gebilde regellos in den Feldspatrelikten.

Weit besser als die Plagioklase sind zahlreiche Hornblenden erhalten. Basale Schnitte zeichnen sich durch Zwillingsbildung nach der Querfläche und durch schöne Spaltbarkeit aus. Der Pleochroismus ist ziemlich stark (c blaugrün, b braungrün, a blass gelbgrün). Auch hier fand sich jene Breccienstruktur auf basalen Schnitten, wie sie für die gequetschten Puntaiglasdiorite oben beschrieben wurde. Die Auslöschungsschiefe beträgt 21°. Die Doppelbrechung ist relativ schwach: gelbe bis graugrüne Farbentöne.

Die Hornblenden stehen, wie die Plagioklase, sehr häufig in genetischer Beziehung zu Epidot, der mit Vorliebe in der Nähe auftritt, Hornblenden umrandet oder ihre Spaltrisse in Schnüren durchsetzt; ja die Umwandlung

---

[1]) *Theobald,* Naturbilder aus den rhätischen Alpen, III. Aufl., bearb. von Tarnuzzer, 1893. — Die mineralogische Sammlung des eidgenössischen Polytechnikums in Zürich besitzt schöne Mineralstufen dieser Lokalität.

kann so weit vorgeschritten sein, dass nur noch ein kleines, schwach doppelbrechendes Hornblendeschnitzelchen im Innern einer Epidotmasse deren Ausgangsmaterial andeutet. Oder es ist überhaupt nur noch Epidot da.

Mit der Hornblende meist innig verwachsen trifft man hie und da, in sehr untergeordneten Mengen, kleine Lamellen eines braungelben bis grüngelben Biotites. Es wird aber aus der Verwachsungsart nicht klar, ob es sich um primäre Verwachsung handelt, oder ob nicht vielmehr Biotit erst nachträglich, vielleicht unter Einwirkung des Gebirgsdruckes, aus Hornblende sich gebildet habe. Pseudomorphosen von Glimmer nach Hornblende, welche diese Frage aufzuklären geeignet wären, konnte ich nicht auffinden.

Primärer Quarz fehlt. Kleine saubere Quarzfelder sind nachträglich entstanden (siehe unten).

Chlorit ist als weiteres Umwandlungsprodukt zu erwähnen, das als Fasern mit ausgepinselten Enden in Hornblende und Biotit auftritt, ferner Calcit.

Als Accessoria fungieren:

Magnetit, nicht selten randlich korrodiert; Pyrit mit rot durchscheinender Umrandung (Hæmatit); Limonitbildung verdüstert manche Schliffe; Apatit in hübsch quergegliederten Säulchen; Titanit.

Eine chemische Analyse des typischen Gesteines von der Ruseinbrücke, wie es am linken Ufer des Ruseinbaches wenige Meter vor der Brücke ansteht, ergab mir folgende Resultate:

SiO_2	48,65
Al_2O_3	21,98
Fe_2O_3	7,62
FeO	3,70
CaO	9,73
MgO	1,28
K_2O	3,11
Na_2O	2,83
Glühverlust	1,36
	100,26
Specifisches Gewicht	2,94

Wir kommen auf diese Zahlen noch zurück.

Etwelche Variation des Ruseindiorites erscheint in einer Runse westlich der Lumpegniabrücke ob der Strasse und auch an der Ruseinbrücke selbst dicht an der Brücke, rechtsufrig. Das fast dichte, hell graugrüne Gestein führt etwas mehr Biotit, als der beschriebene Haupttypus, doch nicht so viel, dass es schon als Biotitdiorit zu bezeichnen wäre; vielmehr stellt es eine Übergangsform zu Biotitdiorit dar. Der Biotit führt winzige nadelige Einlagerungen von undefinierbarer mineralogischer Natur (Rutil?), welche vorzugsweise in drei in ihren Winkeln zwar nicht konstanten Richtungen sich kreuzen. Die sauberen sekundären Quarzfelder sind zahlreicher als im Haupttypus. Vereinzelt fand sich im Gestein westlich der Lumpegniabrücke Turmalin in sehr kleinen Nädelchen mit scharfer hemimorpher Umgrenzung.

Schiefriger Diorit kommt an mehreren Stellen bei der Ruseinbrücke vor. Es sind feinkörnige, dunkelgrüne Schiefer mit viel Chlorit und Eisenerz, welche überleiten von normalem massigem Diorit zu Formen, wie wir sie im Val Puntaiglas an der Rötidolomitmulde als dynamometamorphe Diorite von aktuellem Sericitschiefer-Charakter kennen gelernt haben und im Sedimentmuldenzug als „grüne Somvixerschiefer“ noch besprechen werden. Es gelang, eine genetische Reihe von sechs Gliedern aus Gesteinen des Ruseingebietes aufzustellen, an deren einem Ende der normale massige Diorit steht, am andern ein Sericitschiefer. Die Erkennbarkeit der mit Sericit, Epidot, Zoisit und Calcit erfüllten Plagioklase nimmt von einem Glied der Reihe zum nächstfolgenden bedeutend ab; sie werden immer zerfetzter und zersetzter. Chlorit wird gegenüber Hornblende vorherrschend. Die schiefrige Textur prägt sich mehr und mehr aus. Epidot und Zoisit gruppieren sich in grössere kugelige oder linsenförmige Konkretionen, welche von einem feinkörnigen Mosaik von sauberen Quarz- und Albit-Neubildungen nebst Carbonat begleitet sind; das Ganze wird von einem dichten sericitschimmernden Grundmassenfilz umzogen.

Am nördlichen und südlichen Rand des Ruseiner Dioritstockes und vereinzelt selbst mittendrin an der Ruseinbrücke tritt ein mehr saurer Diorit auf, welcher zu dem nördlich angrenzenden granitischen Hauptzug des Centralmassives und zur südlichen Protoginzone überleitet. Es sind massige oder

wenig schieferige Gesteine von bedeutend gröberem Korn, als unser normaler Diorit. Weisse und hellgrünlichgraue Feldspatkörner, oft mit glänzenden Spaltflächen und Zwillingsstreifung, oft aber auch sandig zermalmt, auch Quarze, umzogen von schwarzglänzenden, $^1/_2$ bis 2 mm grossen Hornblende- und Biotitkrystallen, geben den hellen Handstücken ein grünlich geflammtes Aussehen. Makroskopisch sind ausserdem braungelbe Titanitkrystalle zu erwähnen, welche bis $2\,^1/_2$ mm Durchmesser erreichen.

Der Feldspat erweist sich unter dem Mikroskop in den meisten Fällen als Plagioklas, welcher breite Tafeln bildet und bereits saureren Varietäten angehört als derjenige des Haupttypus. Er ist häufig in dem Sinne zonar gebaut, dass ein stark saussuritisierter Plagioklas-Kern umrandet ist von relativ einschlussfreiem Orthoklas. Doch findet sich auch der umgekehrte Fall, wo unzersetzter Plagioklas einen stark zersetzten Orthoklas umschliesst.

Orthoklas und Mikroklin kommen auch allein vor in breittafeligen Individuen.

Die Feldspäte können bis auf wenige unregelmässig begrenzte, löcherige Sericitfilz-Relikte aufgezehrt sein. (Diese Relikte haben genau das Aussehen wie in den noch zu beschreibenden regenerierten Quarzdioritapliten und haben eigentlich erst zur Erklärung derselben geführt.)

Verbogene, sowie undulös auslöschende Feldspäte sind häufig, auch zerbrochene. Zwillingslamellierung scheint gelegentlich durch Druck hervorgebracht zu sein, indem sie an manchen Feldspäten nur die (auch sonst noch alterierten) Ränder ergreift und sich nach dem klaren Innern allmählich verliert.

Hornblende ist in basalen Schnitten schön idiomorph, als (110) . (010) . (100) ohne Endabgrenzung. Nicht selten sind Zwillinge nach (100) . Pleochroismus wie gewohnt. Maximale gemessene Auslöschungsschiefe 15°.

Brauner Biotit ist häufig mit Hornblende lamellenweise verwachsen. In andern Fällen scheint Hornblende gegenüber Biotit idiomorph zu sein. Hornblende und Biotit können als Einschlüsse von grossen Feldspäten erscheinen.

Quarz in grossen streifig-undulös auslöschenden Feldern ist als primär zu betrachten.

Ausserdem bilden kleine, meist eckige Quarzkörner ein zierliches, sauberes Miniatur-Mosaik. Die einzelnen Körner zeigen scharfe Auslöschungen. Gehen die optischen Orientierungen der einzelnen Körnchen eines Mosaiks nicht wesentlich auseinander, d. h. löscht das ganze Feld annähernd gleichzeitig aus, so hat man es mit primärem Quarz zu thun, der früher ein einheitliches, zusammenhängendes Individuum darstellte und durch Druck in das kleinkörnige Brettspiel zerlegt wurde. Die grossen streifig-undulösen Quarze sind als Vorstadien hierzu anzusehen; durch die völlige Zertrümmerung ist die Druckspannung, welche die Undulosität bedingte, ausgelöst worden: die einzelnen Trümmer löschen wieder klar aus. Wenn aber die einzelnen Körnchen eines solchen Mosaiks optisch ganz unabhängig voneinander orientiert sind und vorzugsweise scharf sechseckige Formen aufweisen, die als Mörtel die zerbrochenen Plagioklase flicken, Plagioklasrändern entlang ziehen oder in ausgefressene Stellen von Hornblendekrystallen eindringen, so ist diesen Quarzaggregaten eine sekundäre Entstehung zuzuschreiben. Sie sind als nachträgliche Ausscheidungen von Kieselsäure aufzufassen, die durch chemische Umwandlungsprozesse in andern Gesteinskomponenten obsolet geworden ist. Dass der Gebirgsdruck wesentlich dabei mitgeholfen hat, beweist der durchaus kataklastische Zustand des Gesteines. Sekundäre Quarzkörnchen sind stets frei von Einschlüssen; wenn dagegen das kleine Mosaik durch Zertrümmerung primären Quarzes entstanden ist und der letztere enthielt Einschlüsse, so führen natürlich auch die Kryställchen des Mosaiks diese Einschlüsse, was gelegentlich ebenfalls die Entstehungsart desselben direkt aus primärem Quarz verraten kann.

Als Umwandlungs- und Zersetzungsmineralien sind Sericit und Epidot in reicher Menge vorhanden, ersterer (wohl meist Natron-Sericit) hauptsächlich in Feldspäten, letzterer ausserdem auch aus Biotiten und Hornblenden hervorgegangen. Beide können sich in vorgeschrittenen Stadien mit Kaolin zu einem grauen nadeligen Filz verweben, der, quasi als Grundmasse, noch vorhandene Feldspäte, Hornblenden und Quarze einschliesst, dessen Entstehung aus grossen einheitlichen Feldspatindividuen sich aber bei starker Vergrösserung noch deutlich manifestiert. (Übergang zu pseudoporphyrischer Struktur.)

Fernere sekundäre Mineralien sind: Zoisit, in sekundäres Quarzmosaik eingekeilt; Chlorit; Carbonat; Zirkon als kleine Kryställchen; grosse

idiomorphe Titanite, neben unregelmässig umgrenzten; Apatit in langen Nadeln als Einschlüsse in Plagioklas.

Das Gestein ist ein Quarzbiotitdiorit und leitet petrographisch wie geologisch über zu den Hornblende-Graniten des Centralmassivs.

Quantitativ sehr untergeordnet, in dünnen Lagen Rutsch-Klüfte markierend, erscheinen im Ruseindiorit allenthalben glänzend schwarzgrüne, sammetartig weiche Schieferpartien, die sich allen Verbiegungen und Zerknitterungen anpassen, sie sogar oft manifestieren (Taf. II, Fig. 2 und 3). Mikroskopisch erweisen sie sich als äusserst feinschuppige Aggregate von mehr oder weniger parallel gestellten Chloritfasern und -blättchen, denen wenig Hornblendestückchen — wohl Reste des Mutterminerals, das den Chlorit geliefert hat — und kleine Magnetitkörnchen beigemischt sind. Diese Bildungen scheinen die Rolle des geschmeidig machenden Öles im geologischen Dynamo-Mechanismus gespielt zu haben.

b. Rusein-Aplit.

Unser Ganggestein von der Ruseinbrücke stellt makroskopisch ein hellgraues bis weisses, feinkörniges oder fast dichtes Gestein dar, von splittrigem Bruch und bedeutender Härte. Dunklere grünliche Partien lassen gelegentlich auf gefärbte Bisilikate schliessen, welche manchmal in parallelen Lagen den Gang durchziehen. Kleine aufblitzende Pünktchen deuten auf Erzkörnchen.

Unter dem Mikroskop erscheint ein feinkörniges Aggregat von (viel) Quarz, Plagioklas und Orthoklas, welche in eckigen und rundlichen Körnern ein klares, eintöniges Mosaikbild erzeugen, das durch ganz feine Fäserchen von farbigem Bisilikat und durch opake Erzpartikelchen nur geringe Abwechslung bietet (Taf. IV, Fig. 1).

Die Korngrösse kann im selben Schliff zonenweise etwas variieren.

Die Orthoklase sind meist durch fein verstreute Sericitschüppchen getrübt. Die Plagioklase gehören der Oligoklas- bis höchstens Andesin-Reihe an und sind meistens ziemlich frei von Einschlüssen, wie auch die Quarzkörner. Oft aber liegen bereits feine Sericitschüppchen und kleine Epidotkörnchen auf den Plagioklasleisten. Reichlicher Kaolin vervoll-

ständigt das Mikrolaboratorium der Sericitisierung (Paragonitisierung) und Saussuritisierung der Feldspäte. Zur Seltenheit treten undulös auslöschende Quarze oder schwach verbogene Plagioklaslamellen auf. Einmal sah ich auch eine sehr scharfe Verwerfung einen Plagioklas unter 65° Neigung zur Zwillingslamellierung durchziehen. Der Krystall ist ziemlich stark von Sericitschüppchen erfüllt, welche merkwürdigerweise in der Zone der Verwerfungslinie fehlen (Taf. VI, Fig. 3).

Der Quantität nach befinden sich Orthoklas und Plagioklas ziemlich im Gleichgewicht, oder es herrscht sogar Plagioklas vor.

Biotit, Hornblende und Chlorit treten als feine Fetzchen und nur in sehr untergeordneter Menge auf und sind oft parallel angeordnet. Chlorit umschliesst gelegentlich Biotit vollständig, kann daher aus diesem hervorgegangen sein.

Pyrit, mit rot-durchscheinendem Hämatitrand, Magnetit und Ilmenit sind als Erze zu nennen. Apatit und Titanit wurden je ein einziges Mal beobachtet, ebenso Allanit, von gewöhnlichem Epidot umrandet.

Über die chemische Zusammensetzung verdanke ich Herrn *Walther Kahl,* I. Assistenten am chemischen Laboratorium B der Universität Zürich, folgende Resultate:

SiO_2	76,01
Al_2O_3	12,17
Fe_2O_3	2,29
FeO	1,83
CaO	0,91
MgO	0,28
K_2O	1,17
Na_2O	5,70
Glühverlust	0,50
	100,86
Spec. Gewicht	2,68

Nach der panidiomorph-körnigen Struktur gehört unser Ganggestein zu den Apliten. Es frägt sich nur noch, ob es unter die Granitaplite oder unter die Dioritaplite einzureihen ist.

Der mineralogische Befund setzt es zum mindesten auf die Grenze zwischen beide, wenn nicht schon mehr in die (Quarz-)Diorit-Aplite. Die letztere Gruppe der panidiomorph-körnigen Ganggesteine, welche nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung der Quarzdioritfamilie der Tiefengesteine entspricht, ist erst vor wenigen Jahren in der Litteratur aufgetreten[1]). Die hierher gehörigen Quarzdioritaplite vom Melibocus und vom Luciberg wurden Malchit und Luciit genannt. Der loc. cit. gegebenen Beschreibung nach würde die mineralogische Zusammensetzung unseres Gesteines wohl ziemlich mit diesen mitteldeutschen Vorkommnissen übereinstimmen.

Der Vergleich der chemischen Analysen hingegen gestattet eine direkte Zusammenstellung nicht: Die Malchite haben nur 58—64 % Kieselsäure; in einem speciellen Beispiel wird 63,18 % SiO_2 angegeben, dafür über 6 % FeO und 4,17 % CaO. Noch bedeutend basischer sind die Luciite (51,32 % SiO_2, 9,51 % CaO, 4,18 % MgO). — Viel näher stehen in Bezug auf chemische Zusammensetzung die Granitaplite und Granitporphyre (Alsbachite) des Melibocus, wie aus einer Vergleichung der nachstehenden Analysen erhellt.

Alsbachit fällt jedoch, als Granitporphyr, ausser Betracht, weil das normale Ruseinganggestein durchaus aplitische, nicht porphyrische Struktur besitzt.

In chemischer Beziehung dürfte also unser Gestein füglich zu den Granit-Apliten gerechnet werden. Einzig wegen des niedrigen Kali-Gehaltes gegenüber der grossen Menge Natron müsste es eine Sonderstellung beanspruchen.[2])

---

[1]) *Chelius*, Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine (Notizblatt des Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt, N. Folge, Heft 13, 1892, p. 1—13), und

Osann, Über dioritische Ganggesteine im Odenwald (Mitteilungen der badischen geolog. Landesanstalt, II. Band, 1893, p. 380—388).

[2]) Man könnte infolge des hohen Na_2O-Gehaltes an Keratophyr denken; doch ist diese Gesteins-Gruppe aus strukturellen Gründen durchaus auszuschliessen.

	Granitaplit (Chelius nach Kutscher)[1]	Alsbachit	Ruseinaplit (Autor nach Kahl)
SiO_2	75,97 %	74,13 %	76,01 %
Al_2O_3	10,84 „	12,61 „	12,17 „
Fe_2O_3	2,03 „	2,87 „	2,29 „
FeO		0,86 „	1,83 „
MnO		0,16 „	— „
CaO	1,01 „	1,60 „	0,91 „
MgO	0,16 „	0,23 „	0,28 „
K_2O	4,91 „	2,13 „	1,17 „
Na_2O	4,23 „	4,55 „	5,70 „
H_2O	0,49 „	0,66 „	0,50 „
	99,64 %	99,80 %	100,86 %

Wir haben demnach mit einem Gestein zu thun, das eben auf der Grenze steht zwischen den Granit-Apliten, zu denen es chemisch, und den (Quarz-) Diorit-Apliten, zu denen es der mineralischen Zusammensetzung nach gehört. Je nachdem man der chemischen Zusammensetzung oder dem mineralogischen Befunde mehr klassifikatorischen Wert beizumessen gewillt ist, wäre es der einen oder andern Rubrik zuzuteilen. Nennen wir das Gestein künftig kurzweg Rusein-Aplit, um einerseits das unmusikalische Wort Granitdioritaplit zu vermeiden und andererseits einen neuen, ungedächtnismässigen Lokalnamen, etwa Ruseinit, zu unterdrücken!

Solche Vermittlungstypen zwischen systematischen Begriffen zeigen, wie sehr Rosenbusch recht hat, wenn er in der neuesten (III.) Auflage seiner „Mikroskopischen Physiographie“ die Ganggesteine in einzelne wenige Hauptgruppen zusammenfasst, wie gerade die „Gefolgschaft der granitodioritischen Tiefengesteine“.[2])

Chemische und mineralogische Zusammensetzung sowie Struktur geben wohl ziemlich scharfe Unterscheidungsmerkmale für die einzelnen Magmenreihen der Tiefengesteine. Übergänge sind zwar schon hier zu konstatieren, aber

---

[1]) Loc. cit., p. 8. Zu Na_2O für Alsbachit vergl. ebendort Anmerkung!

[2]) *Rosenbusch*, Mikrosk. Physiogr., III. Aufl., II. Bd., p. 387.

immerhin beherrscht der chemisch-mineralogische Bestand noch in gewissem Sinne innere Struktur und äussern Habitus. Für die Ganggesteine dagegen fallen die äussern Umstände, welche Struktur und Habitus bedingen, ungleich gewichtiger in die Wagschale, als die aus der Tiefe mitgebrachte chemische Zusammensetzung, und man wird wohl genötigt sein, die streng qualitative (chemische) Einteilung, welche konsequenterweise auch in der Gangfacies angebracht wird, zu gunsten anderer Gesichtspunkte zu durchbrechen, welche charakteristischere Diagnostika liefern. Zerlegt doch Altmeister *Rosenbusch* neuerdings[1]) selbst sämtliche aplitische Ganggesteine nach ihrem äusseren Habitus in vier gesonderte Gruppen, die nur noch teilweise und nicht mehr scharf mit den chemischen Tiefengesteinsreihen korrespondieren.

Endlich sind noch zwei besondere Ausbildungsweisen der Rusein-Aplite erwähnenswert.

An der Ruseinbrücke treten in manchen Gängen, oft schon makroskopisch erkennbar, einzelne grössere Plagioklasleisten quasi als Einsprenglinge auf, aber noch mit durchaus unselbständiger Form. Sie können sekundäre Quarzkörnchen als Einschlüsse führen. Zugleich erscheinen die Bestandteile der Grundmasse für die panidiomorph-körnige Struktur der Aplite bereits zu stark ineinander verzahnt. Glimmer wird häufiger. Solche Ausbildungsformen dürften Übergänge darstellen von den aplitischen zu den entsprechenden granitporphyrischen Ganggesteinen, d. i. zu den Quarzdioritporphyriten (Orbiten).

Einzelne Rusein-Aplite (Lumpegniaschlucht und Val St. Placi) zeigen im mikroskopischen Bild unregelmässig-lappige, saussuritische Einlagen, welche sichtlich aus grösseren Feldspäten hervorgegangen sind, während die aktuellen Feldspäte des Gesteins, zumeist Albite (!), relativ sauber bleiben. (Als Einschlüsse beobachtete ich Flüssigkeiten und winzige knieförmige Zirkonzwillinge.) Ich betrachte diese Einlagen als Reste einer früheren Feldspatgeneration und das ganze heutige Gesteinsbild als Produkt einer Umkrystallisation resp. allmählichen chemischen Umsetzung (Taf. IV, Fig. 2). Das ursprüngliche Gestein wird entweder ebenfalls ein Rusein-Aplit oder vielleicht

---

[1]) Loc. cit., p. 459.

gar ein Diorit gewesen sein; im letztern Falle müsste der allerdings auffallend hohe Gehalt dieser Aplite an Magnetit oder Pyrit einigermassen für die grossenteils verloren gegangenen eisenhaltigen Bisilikate aufkommen, und wir hätten das Resultat, dass aus demselben ursprünglichen Magma sekundäre Umkrystallisation unter Mithülfe des Gebirgsdruckes, und primäre Erstarrung eines Eruptivganges dasselbe Strukturbild liefern können.

Protogin-Zone.

Geologische Verhältnisse.[1])

Auf die Diorit-Zone folgt südlich eine Zone von Protogin.

Im östlichsten Teil unseres Gebietes bleibt deren Beziehung zum gneissartigen Verrucano ob Schlans noch näher zu untersuchen.

Im Val Puntaiglas lehnt sie südlich an den Quarzporphyr mit 60—70° Süd fallender Bankung und Schieferung. Auf Alp de munt steigt sie bis 1885 m über Meer und findet sich mit 25—60° Nord fallender Schieferung im untern Teil des Val Rabius wieder (hier ist das Gestein durch grosse Titanitkrystalle ausgezeichnet), ferner am Ausgang des Val Luvén und hinter St. Benedetg. Vor der Ruseinbrücke keilt sie aus. Weiter westlich ist sie im Gebiet nicht mehr zu finden, wenn man nicht einzelne lager- und gangförmig auftretende porphyrartige Granite und Muscovitgranite mit Nordfallen ob Disla und am Eingang ins Val St. Placi als ihre Ausläufer betrachten will. Die Granitporphyre treten ferner bei St. Benedetg (mit starker Kataklasstruktur und mikroskopisch Turmalin führend) in wiederholten Lagern und am Rhein zwischen Campodials und der Ruseinbrücke als südliche Grenzzone des Protogins auf. Dasselbe Gestein bildet 45—60° Nord fallend auch am nördlichen Rand des Protogins im Walde Tieua den Kontakt gegen die beschriebene quarzbiotitdioritische Randzone des Ruseiner Dioritstockes, in die es allmählich übergeht.

Man könnte der Protogin-Zone als südliche Grenzfacies auch einen schmalen Gneissstreifen vorsetzen, wie es auf der 1 : 100,000 Karte geschehen ist. Allein

---

[1]) *Anmerkung.* Die nicht dioritischen Gesteinsgruppen des Gebietes sollen hier nur soweit erörtert werden, als zum Verständnis der tektonischen Verhältnisse nötig ist und als sie für die Dynamometamorphose wichtige Belege liefern.

die Abgrenzung zwischen Protogin und Gneiss wäre in unserm vergrösserten Massstab nur an den wenigsten Stellen sicher durchführbar (vielleicht im Val Rabius), so dass sie besser unterbleibt.

Die nördliche Grenze des Protogins ist in den tieferen Regionen wegen Bedeckung mit Bergsturzschutt und Erraticum nicht zu ermitteln, und in den höheren Partien ist eine genauere Abgrenzung infolge Mangels an Aufschlüssen auf den ausgedehnten, mit Erlen- und Alpenrosengebüsch bewachsenen Alpen nicht möglich.

Die Muscovitgranit- und Granitporphyrgänge im Val St. Placi.

Am Eingange des Val St. Placi, kaum eine Viertelstunde hinter Disentis, fand ich nahe beisammen drei typische Gänge granitischen Gesteins in Kontakt mit hellem Rusein-Aplit und dunkelm Dioritschiefer. Der nördliche hat 10, der mittlere 1 m Mächtigkeit; vom südlichen Gang ist der eine (nördliche) Kontakt verdeckt. Alle drei fallen entsprechend der allgemeinen Schichtlage steil Nord. Das Nebengestein ist am Kontakt mit den Gängen wie diese selbst quer geklüftet; kleine Apophysen des Ganggesteins dringen gelegentlich noch etwas hinein.

Der südliche Gang besteht aus Muscovitgranit. Hellglänzende Muscovitblätter von $^1/_2$ cm^2 Fläche sind regellos eingesprengt in eine feinkörnige, quarzreiche Grundmasse mit kleinen schwarzen Magnetitkörnchen.

Unter dem Mikroskop fällt der relativ grosse Gehalt an Plagioklas (aus der saureren Reihe) auf, neben Mikroklin und Orthoklas, so dass man versucht sein könnte, das Gestein der seltenen Gruppe der Plagioklas-Quarz-Muscovitgesteine einzureihen und Quarzmuscovitdioritporphyrit zu benennen. Hornblende ist nur in einzelnen kleinen, stark pleochroitischen Leistchen vorhanden.

Das Gestein musste hier erwähnt werden wegen mikrodynamischer Erscheinungen: Ausgezeichnet bruchlos verbogene Plagioklase und Glimmerlamellen; beginnende Mikroklinbildung, welche nach *Lehmann* und

Rinne[1]) sekundär durch Druck eintritt; undulös auslöschende und zertrümmerte Quarze. Ferner habe ich mehrmals konstatieren können, wie lange schmale Zonen von Bruchlinien das Gestein durchziehen. Fig. 5 auf Taf. IV giebt einen kleinen Teil einer derartigen Zone wieder, welche, wie aus den Verschiebungen an dem betroffenen Plagioklaskrystall hervorgeht, jedenfalls mit dynamischen Vorgängen im Gestein etwas zu thun hat — ohne dass ich mir jedoch die eigentümlichen Einzelheiten dieser Druckspaltenzone zu erklären vermöchte.

Der mittlere und nördliche Gang bestehen aus Granitporphyr. Dessen mikroskopisches Bild zeigt ebenfalls viel beginnende Mikroklinbildung (Taf. VI, Fig. 2) und auch merkwürdige Druckspaltensysteme. Fig. 2 auf Taf. VI zeigt ein solches in Quarz; es ähnelt lebhaft dem Zellwandsystem eines mit Scheitelzellenwachstum versehenen pflanzlichen Sprosses oder einer Wurzelspitze, und man erinnert sich aus der Botanik, dass nach *Schwendener* an denjenigen Stellen Zellwände auftreten, wo maximaler Druck zu parieren ist. Analog werden im Quarz die Risse Linien maximaler mechanischer Beanspruchung repräsentieren.

Ein vierter Gang eines weissen, rostig angewitterten Muscovitgranites durchsetzt etwas weiter oben im Val St. Placi, da, wo der Weg nach der Lumpegnia-Alp abzweigt, den steil Nord fallenden, stark pyritösen Gneiss (bis Dioritschiefer) schief zur Schieferung. Dieses Ganggestein ist besonders grobkörnig und enthält, gegen das Nebengestein ungeordnet gehäuft, schwarzen Turmalin in bis 3 cm langen, bis $1^1/_2$ cm dicken, hübsch ditrigonalen, gelegentlich mehrmals verbogenen Säulen mit teilweise rhomboedrischer Endabgrenzung. Gegen das Innere des Ganges wird das Gestein feinkörniger; die Turmalinsäulchen sind hier nur noch gegen 2 mm lang, schwarz glänzend, längsgestreift und schwarmweise gehäuft. Unter dem Mikroskop erscheinen sie gelegentlich isomorph geschichtet (hellerer Centralteil). Daneben besteht viel Quarz, manchmal etwas undulös auslöschend. Grosse Sericithaufen

---

[1]) *J. Lehmann*, Über die Mikroklinbildung und Perthitstruktur der Kalifeldspäte und deren Abhängigkeit von äusseren, z. T. mechanischen Einflüssen. Jahresber. der schles. Ges. f. vaterländ. Kultur, 1885, Breslau 1886, p. 92—100.

Rinne, Über Mikroklinstruktur. N. J. 1890, II, p. 66.

verraten unter dem Mikroskop frühere Orthoklase, indem sie namentlich deren Randzonen markieren, während das Innere durch Limonit gänzlich opak geworden ist. Muscovitblättchen durchsetzen sie kreuz und quer oder kleiden Kluftflächen des Gesteins aus, und Limonit ist quasi als Pigment auf maschig verzweigten Spaltflächen überall eingedrungen. Auch hier sind zahlreiche Plagioklase vorhanden, wenn auch aus der sauern Reihe, mit schmaler Lamellierung und sehr geringer Auslöschungsschiefe. Bemerkenswert sind noch spärliche, stark pleochroitische Biotite (blassgelb — rostrot; diese Art der Biotite kommt in unserem Gebiet nur noch in dem granatführenden Gestein von Darwela unterhalb Truns vor) mit zahlreichen äusserst feinnadeligen Einlagerungen (Rutil?), welche in dem bekannten 60°-Gitterwerk angeordnet erscheinen. Ferner sind sehr häufig, namentlich als Einschlüsse der Quarze, kleine Sillimanitnadeln, und reichlich Zirkonkörner und -krystalle.

Das Nebengestein, von dunkelgrauer Farbe, ist diskordant zum Gang geschiefert und ausserordentlich reich an Pyrit, der, stark oxydiert, nur mehr unregelmässig begrenzte Fetzen bildet. In feinen Lagen wechseln helle, fein zuckerkörnige Feldspatquarzpartien mit Pyritnestern und (Turmalin- und) Biotitschichtchen. Der mineralische Bestand ist aber, abgesehen von dem Erwähnten, ähnlich dem des Ganges (nur scheint Plagioklas zahlreicher vorhanden zu sein), so dass im mikroskopischen Bild Ganggestein und Nebengestein sich gleichen. Dieses Vorkommnis ist das Einzige unseres ganzen Gebietes, wo Erscheinungen des Eruptivkontaktes (sogen. Kontaktmineralien) sich manifestieren.

Wenig weiter nördlich treten noch mehrere unbedeutende Gänge von Muscovitgranit in Gneiss auf, ohne jedoch Spuren von Kontaktmetamorphose aufzuweisen.

Sedimentmuldenzug Schlans-Truns-Disentis.

Lagerungsverhältnisse.

Etwa eine Viertelstunde westlich von Truns, bei Campliun, fand sich folgender sedimentärer Schichtenkomplex mit Streichen WSW—ENE und 30—40° Nordfallen:

Moräne; darunter, von oben nach unten aufgezählt:

1. Lias { schwarze, sericitglänzende Schiefer, stark zersetzt, mit unregelmässiger Verwitterungsoberfläche;
2. Dogger { 1 m spätiger Kalkstein;
   $^1/_2$ m Schiefer;
   6 m Echinodermenbreccie in Bänken;
3. Malm { 2 m spätiger Kalkstein;
   2 m dichter, gelb anwitternder Kalkstein;
   1 m dichter, dunkler, splittriger Kalkstein;
   10 m desselben Kalkes mit Clivage, Dislocationsbreccie;
   einige m Schutt;
4. Verrucano { violetter, grün geaderter Thonschiefer, fällt, etwas wellig verbogen, 45—70° N.

Vergl. hierzu Taf. II, Fig. 7, und Taf. I, Fig. 2.

Jene 10 m Malmkalk sind derart von Druckschieferung in sich mehrfach kreuzenden Richtungen durchsetzt, dass eine förmliche Dislocationsbreccie entsteht, ähnlich dem Salernsand im Malmkalk am Walensee. Das Gestein hält scheinbar in dünnen Bänken zusammen, fährt aber beim ersten Hammerschlag in eine Menge eckig-splittriger Bruchstücke auseinander.

Dieses Schichtenpaket ist als Überrest einer Mulde aufzufassen, deren ältestes Glied, Verrucano, die Juraserie als ihren Kern einschliesst. In der

Muldenumbiegung werden die Juraschichten ausgequetscht sein, so dass vom Südschenkel nur noch der thonschiefrige Verrucano vorhanden ist.

Der Verrucano des Nordschenkels findet sich in der gneissartigen Varietät etwas nördlich von unserem Profil, und ferner am Ausgang des Val Rabius mit Nordfallen anstehend; ob Crestatsch, also noch ein wenig weiter nördlich, hat er bereits das allgemeine Südfallen des Val Puntaiglas angenommen (Taf. I, Fig. 1). Der Nordschenkel der Mulde bildet einen nach oben geöffneten Fächer (vgl. das Generalprofil, Taf. I, Fig. 6).

Östlich von Truns, im Val Zinzera, wiederholt sich genau dasselbe Sedimentärprofil. Es ist jedoch teilweise etwas verrutscht. Im Dogger erscheint magnetitreicher Eisenoolith, als Malm eine etwas marmorisierte Bank. Der gneissartige Verrucano des Nordschenkels zeigt Stellen, die an gequetschte Gerölle erinnern (Taf. II, Fig. 8). Der bunte, thonschiefrige Verrucano des Südschenkels hat nahebei 50 m Mächtigkeit.

Westlich von Truns, ob Rabius am Ausgang des Luven, fand sich Ende August 1895 etwa 40 m über und 350 m nördlich der Oberalp-Strasse an der linken Thal-Ecke des Val Luven in einem neuen Anriss folgendes Profil, von oben nach unten aufgezählt:

a) Verwitterter Protogin, mit bis 5 cm langen Orthoklas-Krystallen und Spuren von Titanit, massig, teilweise auch etwas geschiefert;
b) 10 m leichte Moränenbedeckung;
c) 10 m gneissartiger Verrucano, stark schiefrig und löcherig ausgewittert, mit viel Quarz und Muscovit; Fallen 25°—30° Nord;
d) 5 m Moräne;
e) 1 m knollige Kalkbänke, vermischt mit schiefrigen Lagen;
f) 2 m schwarze, sericitreiche Thonschiefer, stark in Verwitterung begriffen;
g) 1,5 m feste Echinodermenbreccie, nach oben schiefrig.

Hier werden die Komplexe *e* und *f* dem Lias, *g* dem Dogger des Mittelschenkels unserer Sediment-Mulde entsprechen.

Auf dem rechten Ufer des Luven-Baches steht ungefähr in gleicher Höhe mit dem Verrucano dieses Profiles auch eine Spur dieser Formation an, darüber, teilweise von Moräne überdeckt, ein dunkelgrüner, hornblendereicher Schiefer, wohl Dioritschiefer, ganz ähnlich der schiefrigen Facies von

der Ruseinbrücke und ebenfalls von aplitischen Schlieren durchzogen. Mächtigkeit 10 m, Streichen mehr NE—SW, mit 55° N-Fallen. Verrucano und Hornblendeschiefer giebt hier auch die *Heim*'sche 1 : 100 000-Karte an (Val Tscheps dieser Karte = Val Luven unseres Siegfried-Blattes). Höher nördlich, etwa bei Kurve 1200, folgt am linken Luven-Ufer, unter dem Wald typisch, die Protogin-Zone als stark verwitterte, fast gneissartige, titanitreiche Gesteinsbänke mit lokal etwas verändertem Streichen (ESE—WNW) und 50—70° N-Fallen.

Visiert man die Streichlinie am Val Zinzera, so ergiebt sich, dass sie genau durch die Profile von Campliun und Rabius geht und im Westen etwa zwischen Somvix und St. Benedetg auf die grossen Moränenhügel trifft. Es ist daher anzunehmen, dass unsere nach Nord einfallende Synklinale unter jenen Moränen nördlich von Somvix hinziehe.

Südlich von dieser Streichlinie, im Bache, welcher von St. Benedetg (aus dem Val Mulineun) östlich von Somvix vorbei zwischen den grossen Moränenhügeln hindurch dem Rheine zueilt, steht nun bekanntermassen (vide Heim, loc. cit.) mit gleicher Streichrichtung wiederum schiefriger Verrucano an, diesmal eine dritte, die sog. Ilanzer Varietät, 65—70° Süd fallend. Wir sind von Nord nach Süd fortschreitend über eine Verrucano-Antiklinale gegangen (Taf. I, Fig. 3, und Generalprofil, Taf. I, Fig. 6).

Es folgt ein dioritischer Gesteinskomplex, die sog. grünen Schiefer von Somvix und südlich davon nochmals Ilanzer Verrucano mit Nord-Fallen. Also eine zweite Mulde im Verrucano, mit eruptivem Kern! Ob aber dieser dioritische Kern hier aus der Tiefe hervorgebrochen ist, oder ob er in der Verrucano-Mulde ohne Wurzel schwimmt — vielleicht irgendwie vom Ruseinstock abgekneipt, dies wäre nach dem petrographischen Befund durchaus möglich — darf auch im Jahrzehnt der Klippen, Pseudoklippen und Regionalüberschiebungen dahingestellt bleiben.

Dioritschiefrige Einlagerungen kommen noch an mehreren Stellen im Verrucano der Muldenzone vor.

Es braucht wohl bei der ausgedehnten Moränenbedeckung des Terrains nicht erst gesagt zu werden, dass die ganze Komplikation dieser Sediment-Doppelmulde nicht aus einem einzigen Querprofil erkannt werden kann,

sondern dass sie sich erst dadurch ergab, dass zerstreute Beobachtungen in ein einziges Sammelprofil hineinprojiziert wurden.

Weiter nach Westen, gegen Campodials hin, dreht die Streichrichtung des Muldenzuges allmählich ein wenig nach Norden und führt nun direkt auf den längst bekannten „Marmor" von Disentis, der seinerseits mit der Ursernmulde in Verbindung gesetzt wird.

Zwischen Campodials und Disentis ist keine Spur der Sedimentmulden zu entdecken. Sie fehlen im Profil von der Ruseinbrücke (Taf. I, Fig. 4), wo ja auch die Protoginzone vor dem direkt an den Rhein tretenden Diorit auskeilt.

Im Disentiser „Marmor" war dicht hinter der Klosterkirche bis vor wenigen Jahren ein Steinbruch angelegt. Dieser ist verbaut, und im Jahre 1894 war vom anstehenden Marmor kaum mehr etwas zu sehen. Zufolge der Neubauten im Kloster, welche Kalk zum Brennen benötigten, wurde das jurassische Gestein im Sommer 1895 einige Hundert Meter östlich des Klosters, cirka 20 m über der Oberalpstrasse, gegen St. Placi hin, an zwei Stellen wieder aufgedeckt. Es waren unter Moränen krystallinisch-körnige Echinodermenbänke von 5—10 cm Dicke als Komplex von etwa 7 m Mächtigkeit, 50^0 in den Berg hinein (N) fallend, entblösst.

Verfolgen wir nun den Muldenzug nach Nordosten. Rheinthalabwärts setzt, ein klein wenig südlich vom Streichen unserer Muldenzone, die „Schlanser Röthidolomitmulde" ein. Kurz davor, kaum 2 km westlich des Dorfes Schlans, biegt jedoch das ganze Schichtenpaket unserer vom Val Zinzera her streichenden Jura-Mulde plötzlich nach Norden um und scheint am Schlanser Röthidolomit haarscharf N—S vorbeizustreichen mit 40^0 West-Fallen. Die schmale Kontaktzone ist leider durch Erraticum verdeckt.

(Vergleiche hierzu und für das Somvixer Muldenprofil die Angabe der Streich- und Fallrichtungen in der Karte!)

Es ist freilich auffallend, dass der Röthidolomit hier gleich mit voller Mächtigkeit (ca. 20 m) anhebt, und dass südlich von diesem Punkte, auf dem rechten Rheinufer im Val Zafragia, ein Röthidolomitzug nach Westen einsetzt, während er östlich zunächst fehlt.[1]) Es wäre denkbar, dass es sich hier um

[1]) Blatt XIV der geolog. Karte der Schweiz 1 : 100,000, von Heim.

ein grössere horizontale Transversalverschiebung in meridionaler Richtung handelt, durch welche das Gebiet östlich einer Linie Val Zafragia-Schlans gegenüber dem westlichen um 3 bis 4 km nach Norden verschoben wäre. Diese Verschiebung müsste in Verbindung mit den tektonischen Komplikationen an der Gruppe der Brigelserhörner gebracht werden und wäre am Rande des steifen Centralmassives mechanisch begreiflich; sie hat jedoch keine grosse Wahrscheinlichkeit für sich, aus folgenden Gründen:

Die bunten Verrucano-Thonschiefer, welche als Liegendes, resp. als südlicher Muldenschenkel die Jura-Mulde begleiten, machen die horizontale Schwenkung der Streichrichtung nicht mit, sondern ziehen gleichmässig von der noch normal streichenden Jura-Mulde im Val Zinzera zum Schlanser Röthidolomit hinüber, dessen Liegendes sie bilden. Der Röthidolomit schiebt sich also, schematisch gesprochen, zwischen den Malm, als den südlichsten Horizont der Jura-Mulde, und den Verrucano-Thonschiefer ein und gehört demnach zum Südschenkel der Mulde. Es bleibt einzig merkwürdig, dass der kompakte Jurakalk der plötzlich mit voller Mächtigkeit eintretenden Trias mit einer Ausbiegung nach Norden ausweichen musste, während der duktile Verrucanoschiefer verhältnismässig ungestört vor beiden hinstreicht. An der Knickungsstelle des Jura-Komplexes, oberhalb Prauliung (am Wald „Uaul dadens pradas", westl. Schlans), sind stark verbogene, marmorisierte Partien häufig; ich sah an einem losen Block Echinodermenbreccie von ca. 1 m^3 Inhalt eine scharf spitzwinklige Schicht-Umbiegung, ganz marmorisiert und von Clivage durchzogen. Im Verrucano-Thonschiefer dagegen sind nur unbedeutende Störungen der Streich- und Fallrichtung zu verzeichnen, die diesem rutschigen Horizont a priori eigentümlich sind.

Theoretisch ist zu denken, dass der abgewichene Jurakern der Mulde nach $^1/_2$ bis 1 km horizontaler Transversalverschiebung (nach Norden) wiederum in die normale Streichrichtung einbiegen wird und hinter d. i. nördlich dem Schlanser Röthidolomit hindurchzieht. Leider sind die Stellen, welche dies bestätigen könnten, alle von starkem Schutt, Erraticum oder mit Vegetation verdeckt; das nächste nach Norden anstehende Gestein folgt erst zwischen Tschen dadens sut und dadens sura und ist bereits typischer gneissartiger Verrucano mit 30° Süd-Fallen, der wenig weiter oben nur noch 15° S einfällt und

daher schon den nördlichsten Schichten unseres nördlichen Verrucano-Muldenschenkels angehört, die, fächerförmig nach Norden sich umlegend und schon etwas Hornblende führend, den Puntaiglas-Dioritstock begleiten.

Wir gewinnen das Resultat, dass unsere sedimentäre Mulden-Zone über Truns und Val Zinzera hinaus mit der (isoliert) längst bekannten Schlanser Röthidolomit-Mulde zusammenhängt, dass diese letztere also via Rabius-Disentiser-„Marmor" der Urseren-Mulde entspricht.

Aus diesem Nachweis dürften sich später tektonische Beziehungen ergeben zwischen der Glarner Doppelfalte, deren Südflügel die Schlanser Mulde aufsitzt, und den westalpinen Gebieten, in welche die Ursern-Mulde über den Furka-Pass hinaus weit westlich eingreift.

Der Schlanser Röthidolomit selbst ist direkt ob Schlans und nordöstlich davon etwas höher zu beiden Seiten des Val pleunca aufgeschlossen. An letzterem Orte liegt er, wohl 40 m mächtig, annäherd horizontal. Seine obern Lagen sind bankig, dichter bis grobkörnig-marmorisierter (dann quarzreicher) Dolomit, auch zellig ausgelaugt. Nach unten folgen schiefrige bis dünnblättrige Schichten, teils mit deutlicher Linearstreckung, welche durch allmählichen Wechsel in Verrucanoschiefer übergehen (ähnlich, wie anderorts der Röthidolomit nach oben dünne Quartenschiefer-Lagen führt, die nach und nach immer zahlreicher und mächtiger werden, bis schliesslich der Dolomit ganz zurückbleibt); man kann Handstücke schlagen, welche diese Wechsellagerung mehrfach zeigen.

Blickt man, am rechten Ufer des Val pleunca auf diesen Vermittlungsschiefern stehend, in der Streichrichtung aufwärts (nach NE), so sieht man diese horizontalen Schiefer und darunter den Verrucano-Thonschiefer nach Südosten gegen den Bach hinunter flach umbiegen; daran lehnen sich die violettgrauen, sericitglänzenden Verrucano-Thonschiefer am linken Ufer des Baches, welche in Übereinstimmung mit den entsprechenden Komplexen westlich, südwestlich und südlich unterhalb Schlans unter 35° südöstlich fallen, während ja die Juramulde im allgemeinen steil NW einfällt. (Vgl. Taf. II, Fig. 9.) Wir stehen also auf einer Verrucano-Antiklinale; ihr Scheitel ist im Val pleunca just durch den horizontalen Röthidolomit markiert, der sich nach Nordwesten rasch in den Berg hineinsenken muss. Diese Antiklinale ist offenbar dieselbe, der wir im Somvixer Profil begegneten; sie liefert einen neuen Beweis

für die Doppelung unseres Sediment-Muldenzuges. Damit stimmt auch das Profil überein, welches *Stapff* für den nördlichen Teil der Ursernmulde bei Andermatt gegeben hat. (Vgl. *Stapff*, geologisches Profil des St. Gotthard etc., Specialbeilage zu den Berichten des schweiz. Bundesrates über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung, Bern 1880, p. 26 und Pl. XII.)

Petrographisches.

a. Verrucano.

Auf der Karte wurde der Versuch gemacht, den Verrucano nach seinen petrographischen Haupt-Varietäten des Gebietes soweit thunlich auseinander zu halten. Es kommen vorab in Betracht gequetschte Eruptivgesteine: der Porphyrit von Somvix (Ilanzer Varietät) und dessen Einlagerung, der geschieferte Diorit („grüne Schiefer von Somvix"). Sie sollen hiernach besonders besprochen werden. Im „Verrucano" stecken überhaupt viele gequetschte Eruptivgesteine. Eine klare kartographische Ausscheidung ist aber heute noch nicht möglich, und man wird gut thun, die allgemeine Bezeichnung „Verrucano" einstweilen noch im üblichen Sinne beizubehalten.

Auch *Milchs* „Beiträge zur Kenntnis des Verrucano", deren zweiter Band während des Druckes meiner Arbeit erschienen ist, bringen in dieser Hinsicht wenig Aufklärung.

Sodann bleiben für unser Gebiet noch drei Typen des Verrucano zu erörtern: der thonschiefrige, der conglomeratische und der gneissartige.

Aus den besprochenen Lagerungsverhältnissen bei Truns (Camplun), im Val Zinzera und im Val pleunca bei Schlans geht für unser Gebiet hervor, dass der thonschiefrige Verrucano den jüngsten und stratigraphisch am besten abgegrenzten Horizont darstellt. Conglomeratische und gneissartige Facies dagegen wechsellagern vielfach und wie es scheint regellos miteinander; sie sind auch durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden. Der gneissartige Verrucano dürfte z. B. nach seinem Vorkommen im Val Puntaiglas direkt dem Urgebirge resp. den krystallinischen Schiefern aufliegen. Er ist nach unten sehr schwer abzugrenzen, und gerade im Val Puntaiglas ist schwer zu sagen, wo der gneissartige Verrucano aufhört und der typische Gneiss resp. Protogin beginnt.

Alle drei Verrucano-Typen sind in der Litteratur schon zur Genüge beschrieben worden. Hier kann es sich nur noch darum handeln, einige speciell für die Dynamometamorphose Belege liefernde Erscheinungen hervorhebend zusammenzustellen.

Die Verrucano-Thonschiefer haben allgemein einen starken Seidenglanz, der von (mikroskopisch!) lagenweiser Sericit- und Chloritbildung herrührt.

Auf der Schieferungsfläche zeigt sich oft eine ganz feine Parallel-Rippung, welche einer Linearstreckung (meist in der Streichrichtung) entspricht, so z. B. bei Casu im Val cuschina, südwestlich von Brigels. In den violetten Schiefern am Bächlein zwischen Schlans und dem Val pleunca sind gelegentlich auch mechanische Streckrisse zu beobachten.

In conglomeratischen Verrucano-Bänken wittern oft deutliche Gerölle aus; an dem eben genannten Bächlein zwischen Schlans und Val pleunca fand sich zwischen typisch gneissartigen Lagen eine conglomeratische u. a. mit weissen und roten granitischen Geröllen von bis 7 cm Längsausdehnung (s. Taf. II, Fig. 10). Auf ein ähnliches Vorkommnis im Val Zinzera ist bei Besprechung des dortigen Sedimentärprofiles schon hingewiesen worden (Taf. II, Fig. 8). Linsenförmig ausgequetschte, grobe Gerölle fand ich auch in Schichten unter Gonda südlich von Schlans.

Der gneissartige Verrucano kann krystallinisch-grobkörnig-flaserig erscheinen, mit haselnuss- bis walnussgrossen Quarzpartien und bis $^1/_2$ cm breiten Biotittafeln, auch gestreckt-striemige Partien aufweisen, die an Streifengneiss erinnern. So bildet er unterhalb der Brücke von Darwela-Rinkenberg die Rheinborde. Er führt gelegentlich auch Hornblende, wird dadurch grünlichgrau, welligflaserig, auch mit sericitglänzenden Schieferungsflächen, und ist dann oft schwer von Dioritschiefern oder Amphiboliten zu unterscheiden, besonders wenn er, wie dies meist der Fall ist, in stark verwitterten, „faulen“ Köpfen ansteht.

Eventuelle Beziehungen zwischen den Verrucano-Varietäten und den südlich des Rheines anschliessenden Sericitschiefern („Sc“) können erst erkannt werden, wenn die weit ausgedehnte, petrographisch schwierige Sericitschiefer-Zone genau untersucht sein wird, eine Arbeit, welche einer geologisch-petrographischen Kartierung der Südhälfte meines Kartenblattes vorbehalten bleibt.

Einstweilen ist die auf der 1:100,000 Karte gegebene[1]) Auslösung des Verrucano durch Sericitschiefer an der Ausmündung des Zafragia-Tobels petrogenetisch gerade so unverständlich, wie gegenüber Truns derselbe Wechsel zu beiden Seiten des Rheins.

b. Dioritschiefrige Einlagerungen im Verrucano.

Die grünen Schiefer von Somvix.

Die dioritischen Einlagerungen, welche im Verrucano der Muldenzone mehrfach auftreten, sind im Handstück von sehr verwitterten Stücken schiefriger Ruseindioritvarietäten nicht zu unterscheiden, gleichen auch den Schiefern des Puntaiglasdiorites und den grünen Schiefern von Somvix (s. unten).

Das Mikroskop enthüllt bedenkliche Verwitterungsbilder, aus denen in günstigen Fällen mühsam die Überzeugung zu gewinnen ist, dass es einst Plagioklas-Hornblende-Gesteine waren. Heute sind es vielmehr Epidot-Zoisit-Aggregate, von Sericitfilz und Chloritschnüren durchzogen und mit Quarzneubildungen und Calcitadern infiziert. Titanit tritt in körnigen Aggregaten auf. Erzpartikel, deren Metallglanz längst verblichen ist, sind nach der grauen Umrandung als Magnetit oder Ilmenit zu diagnostizieren. Zerbrochene Plagioklase, durch Chloritfasern (quer zum Riss angeordnet) geflickt, und verbogene Epidote zeugen von den direkten Wirkungen des Gebirgsdruckes.

Von den grünen Schiefern von Somvix giebt *Heim* (loc. cit. p. 121) folgendes Profil:

„Wenn wir von der Moränenecke unterhalb dem Dorfe Somvix hinabsteigen, treffen wir auf einen Komplex von 45—50° SO fallender Gesteine, und zwar:

a) Hellgrünes schiefriges Gestein mit rötlichen Feldspatkörnern; anscheinend identisch mit dem Verrucano der Umgebungen von Ilanz.

b) Dunkelgrüne Schiefer.

---

[1]) Cf. *Heim*, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXV, p. 16 sqq., wo auch betont wird, dass Verrucano und Sericitgneiss nur unscharf voneinander getrennt seien, ohne dass die Übergänge primär wären.

c) Massiges spilitisches Lager, wahrscheinlich ein Ausläufer des dioritischen Stockes vom Ausgange des Val Rusein [1]) . . . . .

d) Violette und grüne seidenglänzende Sericitschiefer . . . . .

Der ganze Gesteinskomplex gehört der Grenzregion von Sericitschiefer und Verrucano an."

C. Schmidt (loc. cit.) bezeichnet die grünen Schiefer von Somvix als Plagioklasbreccie, „bei welcher die Räume zwischen den Plagioklaskomplexen durch kontinuierliche Bänder von Chloritfasern ausgefüllt sind, so dass eine Art sekundärer Ocellarstruktur entsteht". Derselbe Autor hält für wahrscheinlich, dass das Gestein von Somvix ein dynamometamorpher Diorit ist.

So weit die früheren Untersuchungen.

Ergänzend habe ich noch hinzuzufügen den direkten petrographischen und chemischen Nachweis für die Richtigkeit der *Schmidt*schen Vermutung, dass es sich um dynamometamorphen Diorit handle. Das fragliche Gestein bildet die Endglieder meiner beim Ruseindiorit aufgestellten dynamometamorphen Umwandlungsreihe vom massigen Ruseindiorit zu sericitisierten und epidotisierten Schiefern.

Meine Schliffe aus den grünen Schiefern von Somvix schliessen in Bezug auf mechanische Deformation und chemische Umwandlung, d. h. nach dem Grad der erlittenen Dynamometamorphose, direkt an das letzte Glied jener Reihe an und bilden teils eine Vorstufe zu den Dioritschiefern des Puntaiglasstockes, teils halten sie etwa die Mitte zwischen den hangenden und liegenden Dioritschiefern der Röthidolomitmulde im Val Puntaiglas!

Taf. IV, Fig. 6, giebt ein Strukturbild dieser linsig zerdrückten, magnetitreichen, sericitischen Dioritschiefer mit Chloritfasern und Epidotkonkretionen.

Auch die Ergebnisse der chemischen Untersuchung bestätigen unsere Diagnose, was sich aus der Vergleichung meiner Analysenresultate auf folgender Seite ergiebt.

Dass das metamorphosierte Gestein etwas weniger Kieselsäure und Kali enthält, als das relativ normale, darf bei dem hohen Grad der erlittenen Meta-

---

[1]) *Anmerkung.* Meine Ansicht hierüber siehe im vorigen Abschnitt. Als direkte Ausläufer des Ruseindiorites können die grünen Schiefer von Somvix nicht aufgefasst werden, weil sie von diesem im Querprofil durch die Sedimentmulde und die Protoginzone getrennt sind.

	Grüne Schiefer von Somvix	Diorit von der Ruseinbrücke
SiO_2	46,86	48,65
Al_2O_3 . . .	21,51	21,98
Fe_2O_3 . . .	9,50	7,62
FeO	1,60	3,70
CaO	8,47	9,73
MgO . . .	1,01	1,28
K_2O . . .	2,67	3,11
Na_2O . . .	3,25	2,83
Glühverlust . .	3,09	1,36
	97,96	100,26
Spec. Gewicht .	3,01	2,94

morphose und der dadurch erzeugten mechanischen und chemischen Labilität nicht verwundern, ebensowenig wie der höhere Wassergehalt und die unbedeutende Verschiebung in dem relativen Mengenverhältnis von Oxydul- und Oxydeisen bei ungefähr gleich gebliebenem Gesamteisengehalt. Im übrigen stimmen doch die beiden Analysen genügend überein, um auch den chemischen Beweis für den genetischen Konnex zu erbringen. Die beiden Gesteine stehen sich bedeutend näher, als Ruseindiorit und Puntaiglasdiorit selbst, die sich doch auch ziemlich nahe verwandt sind.

c. Schiefrig gequetschter Dioritporphyrit von Somvix.

(„Ilanzer Varietät" des Verrucano.)

Es handelt sich um das mit *a)* bezeichnete Gestein des *Heim*schen Profiles (siehe oben).

Das Mikroskop verrät eine porphyrische Struktur: Feldspäte (bis 5 mm lange) sind durchaus unregelmässig, oft geradezu quer zur Schieferung in einen feinen Mikrolithenfilz eingesprengt, der in mehr oder weniger parallelen Zügen die Einsprenglinge umzieht, so dass eine Art (mechanischer) Fluidaltextur mit grossen linsenförmigen Schlieren zu stande kommt (Taf. V, Fig. 1).

Die Einsprenglinge gehören meist der sauern Reihe der Plagioklase, seltener dem Orthoklas an. Zerbrochene, durch neu gebildetes Quarzmosaik wieder verfestigte Individuen sind eine durchaus gewöhnliche Er-

scheinung. Dass sie durch den Gebirgsdruck und nicht schon während der Effusionsperiode oder bei der Erstarrung des viscosen Magmas zertrümmert wurden, erhellt, abgesehen von randlichem Kataklasma, daraus, dass die Kittsubstanz, welche die einzelnen Bruchstücke wieder verbindet, nicht Grundmasse ist, sondern aus sekundären Quarz- und Calcitkörnern (Taf. VI, Fig. 4, 5 und 6) besteht.

Orthoklase mit beginnender Drucklamellierung sind nicht selten.

Fig. 4 auf Taf. VI stellt einen grossen zerbrochenen Plagioklas-Einsprengling dar, dessen Zwillingslamellierung zu beiden Seiten des Risses sich nicht genau entspricht; sie ist demnach erst am zerbrochenen Individuum entstanden — wieder ein Beweis dafür, dass plagioklastische Zwillingslamellierung durch Gebirgsdruck entstehen kann. Fig. 5 dagegen zeigt einen zerbrochenen Plagioklaskrystall, dessen Lamellen zu beiden Seiten des Bruches genau aufeinander passen, also in Bezug auf die Zertrümmerung primär sind. Fig. 6 endlich weist geradezu grossartige Beispiele dieser Art auf.

Als Einsprenglinge sind noch Magnetite zu nennen.

Die Grundmasse löst sich bei starker Vergrösserung in ein feinkörniges parallelfaseriges Gemenge von Sericit, Quarz, Plagioklas und Epidot nebst Carbonat und Limonit auf. Sericit häuft sich namentlich am Rande und an starken Biegungsstellen der Schlieren, da, wo sie sich um grosse Feldspäte herumwinden. Er scheint die Rolle eines Schmiermittels bei der Zermalmung und Auswalzung übernommen zu haben und muss deshalb trotz seiner ziemlich selbständigen schuppigen Gestalten sekundär durch den Druck entstanden sein. Plagioklase (mit bedeutender Auslöschungsschiefe) sind nicht sehr häufig, leistig und in der Regel etwas grösser, als die übrigen Grundmassenkomponenten. Glas fehlt.

Die Grundmasse ist daher als holokrystallin-allotriomorph- bis hypidiomorphkörnig zu bezeichnen.

Das Gestein hat im Dünnschliff grosse Ähnlichkeit mit manchen westfälischen Felsokeratophyren, z. B. mit Nr. 40 und 41 der von *Krantz* in Bonn herausgegebenen Schliffsammlung zu der klassischen Arbeit von *Mügge* über die sog. Lenneporphyre.[1]) Der Vergleich der erwähnten Schliffe (Ge-

[1]) *Mügge*, Untersuchungen über die „Lenneporphyre" in Westfalen und den angrenzenden Gebieten, N. J., Beil.-Bd. VIII, 1893.

steine von Meinerzhagen, Ebbegebirge) mit Schnitten des Gesteins von Somvix, welche parallel zur Schieferung geführt wurden — denn nur solche dürfen in diesem Falle verglichen werden, weil den betreffenden *Müggeschen* Gesteinen jede Schieferung fehlt (*Mügge,* l. c., p. 617 sq.), während die Querschliff-Bilder des Somvixer Gesteins durch die Lenticulartextur stark modifiziert erscheinen — ergiebt ziemliche Übereinstimmung in Struktur und Komponenten. Die *Müggeschen* Gesteine haben etwas feinere Grundmasse und kleinere Einsprenglinge; unter letzteren figurieren etwas mehr Orthoklase, als im Somvixer Gestein, aber immer noch ist Plagioklas der bei weitem vorherrschende Einsprengling; der hohe Sericitgehalt des alpinen Gesteines ist begreiflich und fällt als sekundärer Entstehung bei der Vergleichung ebensowenig in Betracht als die lenticulare Druck-Textur, oder bei den massigen Felsokeratophyren der Beginn kugeliger Absonderung. Leider giebt *Mügge* speciell für die hier citierten Vorkommnisse keine chemische Analyse; benachbarte Analysen ergeben für die westfälischen Keratophyre einen sehr variabeln Kieselsäure- und Thonerde-Gehalt, bei wenig Eisen, Kalk und Magnesia und sehr viel Alkalien, namentlich Na_2O.

Ich verdanke Herrn cand. phil. *Stahel,* Assistenten am chemischen Laboratorium B der Universität Zürich, eine chemische Analyse des Somvixer Gesteins, deren Ergebnisse so ungewöhnliche sind, dass sich z. B. in *Zirkels* Lehrbuch der Petrographie nur eine einzige Gesteinsanalyse fand, welche annähernd damit in Parallele gesetzt werden darf, wiederum aus der Gruppe der Keratophyre (II. Aufl., 1894, Bd. II, pag. 334), siehe auf folgender Seite.

Es läge nahe, das Gestein infolge seiner petrographischen und chemischen Eigenschaften den „Keratophyren" anzureihen. Da aber der Begriff „Keratophyr" dank der Wandlungen, die er schon erlebt hat, nachgerade eine Funktion der Zeit geworden ist und wegen der chemischen Variabilität der als Keratophyre bis heute aufgeführten Gesteine wohl einer Revision unterzogen werden dürfte, so erscheint es ratsamer, unser Gestein generell als einen durch Gebirgsdruck schiefrig gequetschten Dioritporphyrit zu bezeichnen. Es nimmt zwar auch in dieser Gruppe eine Ausnahmestellung ein, indem alle bis jetzt sicher bekannten Dioritporphyrite neben Plagioklas noch ein farbiges Bisilicat (Glimmer oder Hornblende) als wesentlichen Einsprengling enthalten. Als Erguss-Porphyrit kann es nicht gelten, obschon die Grundmasse im Ver-

	Somvixer Gestein (aut. nach Stahel)		Keratophyr v. Rübeland (Lossen nach Jacobs)	
SiO_2	66,88	%	61,67	%
Al_2O_3	13,54	„	17,47	„
Fe_2O_3	2,73	„	1,37	„
FeO	0,14	„	3,92	„
CaO	2,42	„	0,18	„
MgO	0,28	„	2,13	„
K_2O	3,42	„	3,38	„
Na_2O	8,05	„	8,52	„
Glühverlust	2,06	„	H_2O	0,45 „
			CO_2	0,05 „
Gew.-Verl. bei 100—110°	0,14	„	Phosphors.	0,06 „
			Titans. (Zirkons.)	0,34 „
	99,66	%	99,55	%
Specifisches Gewicht	2,65		2,611	

hältnis zur Grösse der Plagioklaseinsprenglinge sehr feinkörnig zu nennen ist, da kein Glas, und für einen Porphyrit doch viel zu wenig Fe, Ca und Mg vorhanden ist.

Identische Gesteine fand ich am Rhein unterhalb Fanils, südlich von Schlans, und es zeigten mir solche aus dem Verrucano die Herren Dr. *Piperoff* vom Calanda und *Bondolfi* von der Mürtschenalp (Glarus).

Rand-Gebiete.

a. Granatführendes Gestein von Darwela-Rinkenberg.

Einstweilen anhangsweise sei hier noch ein eigentümliches granatführendes Gestein erwähnt, das bei Darwela dicht an der Rheinbrücke, unter und neben den Häusern von Tiraun eine steil südostfallende Einlagerung im Verrucano bildet und nach Südwesten, jenseits des Rheines, $^1/_2$ km oberhalb Rinkenberg in einem Felsvorsprung ein kleines Stück weit fortsetzt. Der Verrucano am obern linksrheinischen Kontakt streicht ungefähr NE—SW und fällt wechselnd bald 55° SE, bald steht er vertikal oder fällt 85° NW; er hat conglomeratischen bis gneissartigen Charakter und zeigt Spuren gequetschter Gerölle („Augen"). Etwa 15 m vor (oberhalb) der Rheinbrücke folgt mit rutschstreifiger Kontaktfläche die Einlagerung, zunächst massig-klüftig, feinkörnig bis dicht, dann etwas schiefrig (konkordant mit der Verrucano-Schieferung, welche am Kontakt 55° SE einfällt). 5 m vor der Brücke wird das Gestein etwas grobkörniger, mit von Auge deutlich sichtbaren Granaten. Etwa 15 m unterhalb der Rheinbrücke steht es in mehr schiefriger Ausbildung wiederum an; das Bächlein von Tiraun rauscht darüber, und an der nächsten Rheinbiegung, kaum 500 m unterhalb der Brücke am linken Rheinufer, findet sich schon wieder typisch gneissartiger Verrucano mit muscovitreichen Zwischenlagen, diesmal direkt mit Nord-Süd-Streichen und 55° E-Fallen. Der hierseitige (untere) Kontakt, sowie mehrere Zwischenpartien, sind durch Moräne verdeckt. Am rechten Rheinufer, oberhalb Rinkenberg, ist hinwiederum nur der obere Kontakt zugänglich. Dort stossen an das durchaus massige Gestein stark verwitterte Sericitschiefer mit SW—NE-Streichen und 25—35° Süd-Fallen, welche mit Vgn-artigen Lagen abwechseln.

Das fragliche Gestein erscheint in den meisten Proben feinkörnig bis fast dicht, unscheinbar graugrün, mit kaum merklichem rötlichem Schimmer und von grosser Härte und Zähigkeit. Eine Menge winziger Biotite und Granätchen sind von blossem Auge eben noch sichtbar. Unter dem Mikroskop erweist es sich als holokrystallin-körniges Eruptivgestein von folgender mineralischer Komposition: Orthoklas, teilweise sericitisiert oder in Mikroklin verwandelt — wohl vorherrschend gegenüber schmal-lamelligen, stark schief auslöschenden, ungetrübten Plagioklasen —; viel Quarz, undulös auslöschend oder bereits in optisch etwas verschieden orientierte Felder zertrümmert, deren ehemalige Zusammengehörigkeit zu einem einheitlichen Individuum durch die immerhin noch nicht stark voneinander abweichenden Auslöschungsstellungen sich verrät; Hornblende; stark pleochroitischer Biotit (lichtgelb-rotbraun) eventuell parallel zur Gesteinsschieferung orientiert — derselbe Biotit, der uns schon an der Kontaktstelle im Val St. Placi begegnet ist —; Granat in grossen, unregelmässig begrenzten, farblosen bis schwach rötlichen, ziemlich isotropen Exemplaren mit Einschlüssen von kleinen Biotitfetzchen; viel Magnetit in unregelmässigen Formen und auch zu Schnüren gereiht; Pyrit; Zirkon; Apatitnädelchen, auch zerbrochene; endlich Zoisit, Epidot in Körnchen, faseriger Chlorit, Sericit (auf Feldspäten) und etwas Carbonat. Die Diagnose bleibt für später vorbehalten. Sollten die zahlreichen braunen Biotite und die Granate vielleicht Produkte eines Eruptiv-Kontaktes sein? Jedenfalls ist das Gestein nachträglich auch noch dynamisch beeinflusst worden.

b. Die Bezeichnung „Sc".

Die Bezeichnung „Sc" = Sericit-Phyllite und Gneisse (Casannaschiefer?)[1] habe ich aus unserm Gebiete vollständig eliminiert, resp. den Beginn dieser Zone mir als südliche Grenze gesetzt.

Man könnte am ehesten daran denken, den Namen für die südlichen Partien des Centralmassivs beizubehalten, welche am Ausgang des Val St. Placi

---

[1]) Ad „Casannaschiefer" (Bezeichnung von *Theobald*) vgl. *Rolle*, Mikropetrogr. Beiträge aus den rhät. Alpen, Wiesbaden 1879.

sich in die Dioritschiefer des ausgehenden Ruseiner Stockes intercalieren. Doch müsste der Frage nach Westen zuvor noch weiter nachgegangen werden.

Was dieser Gesteinsgruppe unterzuordnen ist, oder in was für andere petrographische Gruppen sie eventuell aufgelöst werden muss, bleibt späteren Untersuchungen vorbehalten.

c. Topfstein.

Mannigfach sind den Sericitschiefern amphibolitische oder chloritische Gesteine, Talkschiefer, Topfsteine etc. eingelagert, deren Genesis resp. vermutliche Abstammung von Eruptivgesteinen (Gabbro, Diorit?) noch strictim zu erweisen bleibt. Unterhalb Cavardiras bis gegen den Doppelschuttkegel von Pardomat hin erscheint ein derartiges Gestein, das ich nach dem makroskopischen Aussehen zuerst versucht war, als rechtsrheinische Fortsetzung des Ruseindiorites anzusehen. Die mikroskopische Prüfung lehrte aber, dass es sich um ein Gestein handelt, das genetisch mit Ruseindiorit nichts zu thun haben kann: Zahlreiche schmale Plagioklasleisten mit ziemlich breiten Zwillingslamellen liegen wie in Gabbro oder Diabas strahlig durcheinander; andere grosse Plagioklase sind in ein halbes Dutzend Stücke zerrissen und durch im ganzen Schliff parallel gefaserten Chlorit ausgeflickt. Das farbige Bisilicat ist total epidotisiert.

d. Haupt-Granit-Zone des Finsteraarmassivs.

Die breite Granit- und Gneiss-Zone nördlich der Diorite ist für uns insofern von einiger petrographischer Bedeutung, als sie an verschiedenen Stellen Einschlüsse hornblende- und chloritreicher Gesteine enthält, welche mit unsern Dioriten etwelche Verwandtschaft haben. Es sind graugrüne Intercalierungen eines bald mehr feinkörnig-chloritischen, bald deutlich durch parallel gelagerte Hornblendefasern und Biotitlamellen geschieferten Gesteines von wenigen Decimetern bis einigen Metern Mächtigkeit, wie sie namentlich am Piz mut und in der Kehle zwischen diesem und Piz ner zu beobachten sind (Piz mut selbst ist ein typischer Blockgipfel von Puntaiglasgranit), ferner an mehreren Stellen in der Umgebung des Lago Brit (oberstes Val St. Placi).

e. Nördliche Amphibolit-Zone.

Jenseits, d. i. nordöstlich der breiten Hauptzone des centralmassivischen Granites, giebt die 1 : 100,000-Karte einen bis 700 m breiten Amphibolit-Zug an. Er streicht entsprechend der allgemeinen Streichrichtung des ganzen Gebietes ENE—WSW und fällt mit 55—65°, selbst bis 85° nach Süden ein. Das Gestein ist in Bänken etwa 200 m nördlich der Klosteralp am Ruseinbache aufgeschlossen und von dort ununterbrochen bis auf die Höhe der Alp Cavrein zu verfolgen, ebenso am Aufstieg gegen Alp Rusein und bis ins Val Gliems hinauf.

Es sind flaserig-schiefrige, selten fast massige, schwarz- bis graugrüne Gesteine, in denen dunkle, hornblendereiche Partien mit helleren, quarzreicheren lagenweise und oft in zerknitterten Linsen abwechseln, und deren Komplexe, gelegentlich von weissen aplitischen Schlieren durchzogen, mit den nach Norden sie ablösenden sericitischen bis gneissartigen Schiefern wechsellagern. Unter dem Mikroskop zeigen sie wundervolle Lentikulartextur im Kleinen. Quantitativ weitaus vorherrschend ist Hornblende, welche in mehr oder weniger parallelen Fasern einzelne Sericitfilze — Reste grösserer Orthoklase — umzieht oder auch strahlig angeordnet erscheint, begleitet von den schon mehrmals erwähnten, hier massenhaft auftretenden, schachbrettartigen Aggregaten klarer Quarzneubildungen. Andere Quarzkörnchen sind lagenweise angeordnet und mit wohl ebenfalls neugebildeten, kleinen Feldspatkörnchen, vermutlich albitischer Natur, innig verzahnt. Die Hornblenden sind gut ausgebildete Prismen, ohne krystallographische Endabgrenzung und meist ohne Pinakoide und stark pleochroitisch b (braungrün) > c (blass graugrün) > a (hell graugelb). Epidot hat sich in und um Hornblenden reichlich angesiedelt, und Limonithaufen deuten auf zersetzte Pyrite. Biotit fehlt.

So bilden diese Hornblendeschiefer einen besonderen Typus, welcher zu der Diorit-Zone in keinerlei Beziehung steht. Ich fand zwar am Aufstieg von der Kloster-Alp zur Alp Rusein, in einer Moräne, einen einzigen Block, der sowohl nach dem makroskopischen Aussehen, als auch namentlich im mikroskopischen Bilde durch seinen Reichtum an allerdings stark zersetzten Plagioklasen dem Ruseindiorit sehr nahe ver-

wandt schien. Doch dürfte dieser Block kaum dem Amphibolit-Zug angehören, sondern eher einer jener amphibolreichen Interpositionen der Haupt-Granit-Zone entstammen.

Zur Aufklärung der genetischen Verhältnisse des Amphibolit-Zuges wären zusammenhängende Untersuchungen nötig, die weit über den Rahmen unseres Gebietes hinausgreifen müssten.

Petrographische Resultate.

Die Lagerungsverhältnisse sind eingangs kurz resümiert worden. Ferner wurde konstatiert, dass der Sedimentmuldenzug die Fortsetzung der Urserenmulde darstellt, zu der also auch der Schlanser Röthidolomit gehört.

Blicken wir noch auf die hauptsächlichsten petrographischen Ergebnisse zurück!

Wir haben zwei petrographisch durchaus verschiedene Dioritstöcke kennen gelernt, welche als zwei ausgequetschte Linsen in derselben Profilzone aneinander vorbeistreichen: Puntaiglasdiorit und Ruseindiorit. Beide sind quarzfreie Hornblendediorite, von quarzdioritaplitischen Ganggesteinen durchbrochen und von saureren Typen: Quarzporphyr oder Quarzdiorit eingerahmt. Schiefrige Ausbildungsformen, durch Gebirgsdruck hervorgebracht, kommen bei beiden vor und sind trotz des verschiedenartigen Ausgangsmaterials nicht wesentlich voneinander verschieden. Es besteht eine kontinuierliche Übergangsreihe von normalen massigen Dioriten zu stark metamorphen sericitischen Schiefern, deren Ursprung aus Eruptivdioriten ohne diese Reihe nicht zu verstehen wäre.

An das Ende der Reihe gehört auch ein drittes dioritisches Vorkommnis, die grünen Schiefer von Somvix, welche — mit oder ohne Wurzel — in einer Verrucanomulde liegen, und für welche der Nachweis erbracht werden musste, dass es dynamometamorphe Diorite seien.

Ein dem Verrucano angehöriges Gestein bei Somvix („Ilanzer Varietät" des Verrucano) entpuppte sich als Dioritporphyritschiefer.

Die meisten unserer Gesteine sind in hohem Grade der Dynamometamorphose erlegen, was die Untersuchung nicht erleichterte.

So klar auch normale, wenig vom Gebirgsdruck alterierte Stücke von Puntaiglas- und Ruseindiorit voneinander unterscheidbar sind — in der schiefrigen Facies sind sie oft ebenso schwer auseinander zu halten, wie Ruseindioritschiefer und grüne Somvixer Schiefer. Alle drei Schiefer sind im Handstück kaum verschieden von schiefrigen Formen des Diorites aus der Medelser Schlucht unterhalb Curaglia oder von massigeren Ausbildungsweisen der Talkschiefer aus der Scaleglia oder von Pardomat, obschon ja nur Ruseindiorit und Somvixer Schiefer identische Gesteine repräsentieren — abgesehen von der noch unklaren Genesis jener Topfsteine südlich des Rheines.

Keines der untersuchten Gesteine weist eine Spur eines augitischen Minerales auf. Der Gedanke an eine Entstehung dieser Diorite durch Umwandlung aus Diabas oder Gabbro, wie das anderwärts vorkommt[1]), ist deshalb absolut unstatthaft.

Da der Gebirgsdruck für eine ganze Reihe mechanischer und chemischer Vorgänge in den erörterten Profilen und Gesteinen verantwortlich gemacht werden musste, so dürfte es interessant sein, diese Erscheinungen nochmals kurz zusammenzufassen und nach einheitlichen Gesichtspunkten zu betrachten. Dabei gewinnt sich für den Mikromechanismus der Gebirgsbildung das Resultat, dass Umformung mit Bruch weitaus zahlreicher ist, als bruchlose Umformung, und dass vieles, was makroskopisch als bruchlos umgeformt gelten kann, im mikroskopischen Bild doch gebrochen ist.

Wir gelangen für unser Gebiet zu folgender tabellarischer Gruppierung, welche jeweilen die grosse tektonische Erscheinung in Parallele zu setzen sucht mit entsprechenden Vorgängen im Kleinen, bis zum mikroskopischen Bild, und wobei sich Übergänge in horizontaler und vertikaler Richtung der Tabelle von selbst verstehen. (Siehe folgende Seite.)

Eine in neuester Zeit erschienene Publikation veranlasst mich, für sekundäre Mineralbildung durch den Gebirgsdruck noch ein paar verteidigende Worte anzufügen.

---

[1]) *Williams*, Gabbros and associated Hornblende-Rocks (bei Baltimore), Bull. U. S. geol. Survey Nr. 28, 1886, mit zahlreichen Litteraturangaben über ähnliche Dynamometamorphosen.

Wirkungen des Gebirgsdruckes.

A. Tektonische und makroskopische Erscheinungen.	B. Entsprechende mikrodynamische Erscheinungen.
(Mechanisch mit Bruch.)	
1. Bildung von Dislokationsklüften, welche Ganggesteinen den Durchbruch erleichtern (Quarzdioritaplitgänge an der Ruseinbrücke) oder sich mit Sekretionen füllen (Quarzadern).	1. Mechanische Porphyrstruktur; Kataklasstruktur (Taf. V, 2, 3, 4). Brüche und Zerreissungen von Feldspäten etc., durch sekundär gebildeten Kitt wieder verfestigt (Taf. VI, 4, 5, 6).
2. Horizontale Transversalverschiebung (Urseren-Sedimentmuldenzug bei Schlans?). Rutschharnische auf Kluftflächen.	2. Verwerfung in Plagioklas (Tafel VI, 3).
3. Druckschieferung in Diorit, Quarzporphyr, Dioritporphyrit, Sediment etc.; Quetschung von Verrucanogeröllen (Taf. II, Fig. 8 und 10).	3. Zerfaserung und Parallelordnung von Hornblenden, Glimmern etc.
4. Sandige Quarze, Feldspäte, Hornblenden; Dislokationsbreccie im Malm von Campliun.	4. Innere Zertrümmerung ohne wesentliche Veränderung der äussern Form in Hornblenden, Quarzen (Taf. V, 5). Vergrösserung des Prismenwinkels in Hornblende (Taf. V, 5). Druckspaltensysteme (Taf. IV, 5 und VI, 2). Streifenquarz.
(Mechanisch ohne Bruch.)	
5. Milchige Quarze in Quarzporphyr.	5. Sekundäre „Zwillingslamellierung“ an Orthoklas und Plagioklas; Mikroklinbildung (Taf. VI, 4 und IV, 3 und VI, 2). Undulöse Auslöschung an Quarz, Feldspat, Hornblende (Taf. V, 6).
6. Faltung der Röthidolomitmulde im Val Puntaiglas. Fältelung und Zerknitterung der Dioritschiefer (Lumpegniabrücke, Taf. III, Fig. 2).	6. Verbogene Feldspäte, Glimmer, Epidot (Taf. VI, 1).
7. Linsenförmiger Grundriss der Dioritstöcke. Ausquetschen der Sedimentmulde in der Streichrichtung. Rutschkontakte auf Flächen petrographischen Wechsels (zwischen Puntaiglasdiorit und Quarzporphyr).	7. Mechanische Fluidaltextur in Dioritschiefer und Dioritporphyritschiefer (Taf. IV, 6 und V, 1).
(Chemisch.)	
8. Umwandlungsreihe von massigem Diorit zu Chlorit- und Sericitschiefer an der Röthidolomitmulde und bei Somvix. Magnetitkrystalle im Eisenoolith des Val Zinzera. Marmorisierung von Malmkalk (Val Zinzera, Disentis etc.) und Röthidolomit (Schlans).	8. Änderung der Auslöschungsschiefe an Bruchstücken desselben kataklastischen Feldspates. Sekundäre Bildung von Sericit, Epidot etc., Quarz, Albit, Carbonat etc. (Taf. IV, 3). Umwandlung von Hornblende in Biotit (?). „Umkrystallisation“ von Dioritaplit (Taf. IV, 2).

Weinschenk[1]) bildet einen Plagioklaskrystall ab, der namentlich im Kern eine grosse Menge Kryställchen von Zoisit, Epidot etc. beherbergt. Diese Mineralien, meint *Weinschenk*, können nicht als sekundäre Umwandlungsprodukte des Plagioklases interpretiert werden, der „vollständig frisch und unzersetzt" sei und „durchaus keine Spur irgend einer mechanischen Umformung" zeige. „Spuren eines Angriffes durch irgend welche chemische Agentien", sagt *Weinschenk* wörtlich, „fehlen hier vollständig, und auch eine molekulare Umlagerung einer basischen Plagioklassubstanz im bereits verfestigten Gestein unter dem Einfluss des Gebirgsdruckes, wie *Becke* sie annimmt, lässt sich hier bei dem Mangel irgend einer mechanischen Umformung der wohlausgebildeten Krystalle nur schwer wahrscheinlich machen." Kurzum, die Einschlüsse seien primäre Gemengteile des Centralgranites.

Ich stehe nicht an, zu erklären, dass das von *Weinschenk* gegebene Bild beginnender Epidotisierung oft vorkommt in meinen Dioriten, und dass ich es einerseits, in weniger gestörten Lagerungsverhältnissen, als Beginn der Verwitterung ansehe[2]), andrerseits, an mechanisch stark beanspruchten Stellen, der Einwirkung des Gebirgsdruckes zuzuschreiben geneigt bin. Dieser macht sich auf dreierlei Weise geltend: entweder durch Kataklasstruktur (mechanische Bearbeitung grösserer Einheiten), oder in Mineralneubildungen (chemische Umlagerung innerhalb der molekularen Verbände), oder schliesslich in beiden Erscheinungen kombiniert.

Gewiss begünstigt der alles zertrümmernde, also die Angriffsflächen vergrössernde Gebirgsdruck ganz allgemein auch die chemische Verwitterung. Hoher Druck ist aber (bei den Arbeiten des Chemikers im Laboratorium) bekanntlich eine fruchtbare Hülfskraft, welche manche chemische Umsetzung erleichtert oder ermöglicht, die unter gewöhnlichen Umständen nur schwer oder gar nicht von statten ginge. Sicher wird man den Gebirgsdruck be-

---

[1]) *Weinschenk*, Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speciell des Grossvenedigerstockes. II. Über das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneiss. Mit einer Tafel. (Abhandl. der k. bayr. Akad. der Wiss. II. Cl., XVIII. Bd., III. Abt. München 1894.)

[2]) Man denke an die sogen. Grundmasseneinschlüsse in den Einsprenglingsquarzen der Quarzporphyre, wo der Einführungskanal der Grundmasse vom Schliff nicht getroffen wurde.

sonders für jene chemischen Umwandlungen beanspruchen dürfen, bei denen (ohne Stoffabfuhr) eine Verdichtung der Substanz stattfindet, also Volumen verloren geht. In dieser Beziehung sind die specifischen Gewichte der Feldspäte und Hornblenden gegenüber denjenigen von Sericit, Zoisit und Epidot sehr sprechende Zahlen. (Spec. Gewicht von Orthoklas = 2,53—2,58; Albit 2,62; Oligoklas 2,64; Hornblende 3,1 — hingegen von Muscovit (Sericit) 2,76—3,1; Zoisit 3,22—3,36; Epidot 3,3—3,5!)

In der That kommen Mineralneubildungen um so zahlreicher vor, je mehr das Gestein dem Einflusse der Verwitterung ausgesetzt war, namentlich auch da, wo dasselbe stärkere Lagerungsstörungen erlitten hat. Die in ursprünglichen Diorit eingeklemmte Sedimentmulde im Puntaiglastobel beweist, dass an jenen Stellen auch der Diorit bedeutenden Gebirgsdruck auszuhalten hatte, und darum finden wir dort, sowie in den Somvixer Schiefern und Dioritporphyriten, die extremsten Fälle der Umwandlung.

Auch die Steine sind anpassungsfähig!

Bemerkungen zur Karte.

1) Die Abgrenzung des Verrucano nach Süden gegen die Sericitschieferzone, sowie der Sericitschiefer in der Nordwestecke des Kartenblattes (theilweise nach *Heim*, Bl. XIV, 1 : 100,000) haben als provisorische zu gelten. Vide Text!

2) Die Trennung der Protoginzone vom gneissartigen Verrucano an der Ost-Flanke des Val Puntaiglas gegen Alp de Schlans ist unsicher. Gründe hierfür siehe im Text.

3) Die successive Auslösung des Ruseindiorit-Stockes durch die Centralmassivzone im Westen (Val St. Placi und Val Lumpegnia) ist auf der Karte nur prinzipiell richtig gegeben; wegen des allzu häufigen Wechsels von Diorit- und Granitgesteinen in der oft durch Vegetation bedeckten Übergangszone musste auf genauere Details verzichtet werden.

4) Bei Punkt 2388 (südlich Piz mut) waren die beobachteten Einzelheiten über das Verhalten des Puntaiglas-Dioritstockes im Massstab 1 : 50,000 nicht kartierbar; es wird hierfür auf den Text verwiesen.

Erklärung zu den mikrophotographischen Tafeln.

Anmerkung. Sämtliche Mikrophotographien sind vom Autor mit Fuess-schem Polarisationsmikroskop und kleiner Fuess'scher Vertikal-Camera aufgenommen worden auf Smith-Trockenplatten, unter Anwendung verschiedenster Lichtquellen, mit und ohne Gelbscheibe und mit reichlichem Gebrauch der neuen Fuess'schen Irisblende unter dem Polarisator. Sämtliche Bilder sind mit gekreuzten Nicols aufgenommen, mit Ausnahme von Taf. IV, Fig. 6, und Taf. VI, Fig. 1 (gewöhnliches Licht). Grundsätzlich wurden keine „Verbesserungen" durch Retouche angebracht.

Tafel IV.

(Strukturbilder; Wirkungen des Gebirgsdruckes auf die Struktur.)

1. Quarzdioritaplit. Strukturbild. Gang bei der Ruseinbrücke. Vergrösserung 88.
2. „Umkrystallisierter" Quarzdioritaplit mit sericitfilzigen Resorptionsrelikten. Lumpegniaschlucht. Vergrösserung 88.
3. Saurere Facies des Ruseindiorites, mit breittafeligem, zonar sericitischem Plagioklas, beginnender Mikroklinbildung (in der Mitte des Bildes), feinkörnigen sekundären Quarzaggregaten und Resorptionsrelikten (links unten). Vergrösserung 40.
4. Hornblendeschiefer mit ausgezeichneter Linsentextur („gestrickt"). Aus der nördlichen Amphibolit-Zone. Klosteralp. Vergrösserung 88.
5. Granitporphyr mit Druckspaltenzone. Gang im Val St. Placi. Vergrösserung 88.
6. Grüner Schiefer von Somvix mit Linsentextur (Pseudofluidaltextur) und Epidotkonkretionen. Viel Magnetitkörnchen. Gewöhnliches Licht. Vergrösserung 40.

Tafel V.

(Wirkungen des Gebirgsdruckes auf die Struktur und auf einzelne Gesteinskomponenten.)

1. Gequetschter Dioritporphyrit. Linsiges Strukturbild. Somvix („Ilanzer Varietät" des Verrucano). Vergrösserung 32.
2. Geschieferter Puntaiglasdiorit (Randzone) mit Kataklasstruktur. Ein einziger zertrümmerter Plagioklas nimmt fast das ganze Gesichtsfeld ein. Die einzelnen Trümmer sind desorientiert. Feine Zwillingslamellierung! Vergrösserung 88.
3. Gequetschter Quarzporphyr mit ausgezeichneter Kataklasstruktur (mechanische Porphyrstruktur). Charakteristisches Trümmerbild. Val Puntaiglas. Vergrösserung 88.
4. Geschieferter Puntaiglasdiorit (Randzone) mit Kataklasstruktur (mechanische Porphyrstruktur). Vergrösserung 88.
5. Innerlich brecciöser Basalschnitt eines Hornblendekrystalles. Spaltwinkel 133°! Mit der Lupe ist die Ausdrehung einzelner Krystallpartikelchen deutlich wahrnehmbar. Gequetschter Diorit von der Röthidolomitmulde im Val Puntaiglas. Vergrösserung 88.
6. Grosser undulös auslöschender Quarz (fast Streifenquarz) von sekundärem, scharf auslöschendem Mörtelquarz umrandet. Gequetschter Quarzporphyr des Val Puntaiglas. Vergrösserung 88.

Tafel VI.

(Wirkungen des Gebirgsdruckes auf einzelne Gesteinskomponenten.)

1. Verbogene Glimmer, um einen Magnetitkrystall herumgedrückt. Centralmassivischer Granit im Val St. Placi. Gewöhnliches Licht. Vergrösserung 456.
2. Granitporphyr mit beginnender Mikroklinbildung und Druckspaltensystem (ähnlich pflanzlichem Scheitelzellenwachstum) in Quarz. Gang im Val St. Placi. Vergrösserung 88.
3. Verworfener Plagioklaskrystall, mit Sericit- und Epidotfilz, der aber an der Verwerfungslinie eine saubere Zone freilässt. Quarzdioritaplit von der Ruseinbrücke. Vergrösserung 240.

4. Zerbrochener Plagioklas, mit ungleicher (sekundärer) Lamellierung zu beiden Seiten des Risses, der mit neugebildetem Quarz geflickt ist. Einsprenglingsplagioklas in gequetschtem Dioritporphyrit von Somvix („Ilanzer Varietät" des Verrucano). Vergrösserung 88.
5. Zerbrochener Plagioklaseinsprengling in sericitischer Grundmasse. Mit Mörtelquarz verfestigt. Gequetschter Dioritporphyrit von Somvix („Ilanzer Varietät" des Verrucano). Vergrösserung 88.
6. Mehrfach gebrochene und verschobene Plagioklaseinsprenglinge in sericitisch-flaseriger Grundmasse. Gequetschter Dioritporphyrit von Somvix („Ilanzer Varietät" des Verrucano). Vergrösserung 88.

Register.

Albit 11, 24, 31, 54.
Allanit 10, 28.
Alpetta:
  Piz Alpetta 1.
  Alp d'Alpetta 21.
Alsbachit 29.
Amphibolit 11, 19, 20, 44, 53.
Amphibolit-Zone (nördliche) 54.
Andermatt 43.
Andesin 14, 27.
Antiklinale im Verrucano 42.
Apatit 23, 27, 28, 52.
Aplit 5, 14, 18, 27, 29, 30, 31, 34, 56.
Aplitische Schlieren 39, 54.
Apophysen 34.
Augen (gequetschte Gerölle) 51.
Augit 8, 57.

Baltimore 57.
Barcüns 19.
Benedetg, siehe St. Benedetg.
Becke 59.
Bergbau 5.
Bergkrystall 22.
Biotit 11, 14, 16, 23, 24, 25, 28, 36, 44, 52, 53.
Biotitdiorit 24.
Blockgipfel 53.
Bodmer-Beder 15.
Bondolfi 50.
Breccienstruktur (v. Hornblende) 22.
Brigels 1, 44.
Brigelserhörner 11, 41.
Brit (Lago) 53.
Bruchlinien-Zonen (mikroskop.) 35.
Bruchlose Umformung 57.

Calanda 50.
Calcit (siehe auch „Carbonat") 11, 22, 23, 24, 45, 48.
Caltgiadira 4.
Campliun 20, 37, 39, 43.
Campodials 33, 40.
Carbonat (siehe auch „Calcit") 10, 12, 24, 26, 48, 52.
Casannaschiefer 52.
Casu 44.
Cavardiras 53.
  Piz Cavardiras 1.
Cavrein:
  Alp Cavrein 54.
  Val Cavrein 19.
Chelius 29, 30.
Chemische Analysen 8, 16, 23, 28, 29, 30, 47, 49, 50.
Chlorit 10, 11, 12, 14, 15, 22, 23, 24, 26, 27, 28, 44, 45, 46, 52, 53.
Clivage 37, 41.
Crap ner 7.
  Alp de Crap ner sura 7, 21.
  Crap ner sut 20.
Crestatsch 4, 38.
Culm de Munt 19.
Curaglia 57.
Cuschina (Val cuschina) 44.

Darwela 36, 44, 51.
Diabas 53, 57.
Diorit-Aplit 29.
Dioritporphyrit 47, 49, 60.
Dioritporphyritschiefer 56.
Dioritschiefer 6, 7, 24, 34, 35, 38, 39, 44, 45, 46, 53.
Disentis 1, 17, 19, 20, 34, 37, 40, 42.
Disla 20, 33.
Dislokationsbreccie 37.
Dogger 37, 38.
Dolomit 42.
Doppelung des Sedimentmuldenzuges 39, 43.
Drucklamellierung 25, 48.
Druckpseudomorphose 12.
Druckschieferung (in Malmkalk) 37.
Druckspaltensysteme 35.

Ebbegebirge 49.
Echinodermenbreccie 37, 38, 40, 41.
Einschlüsse 26, 31, 36.
Eisengruben 6, 7, 16.
Eisenoolith 38.
Epidot 9, 10, 11, 12, 16, 22, 23, 24, 26, 27, 28, 45, 46, 48, 52, 53, 54, 59, 60.
Erraticum (siehe auch „Moräne") 2, 34, 40, 41.
Eruptivkontakt 7, 36, 52.
Escher v. d. Linth, Arnold 5.
Eurit 6.

Fanils 50.
Felsokeratophyr 48, 49.
Ferrerabach 4, 5, 6.
Finsteraarmassiv 1, 2, 53.
Fluidaltextur (mechanisch) 47.
Flüssigkeitseinschlüsse 31.
Furka-Pass 42.

Gabbro 8, 53, 57.
Gabbrostruktur 10.
Gänge 18, 20, 34, 36, 56.
Gebirgsdruck 20, 26, 32, 45, 48, 49, 56, 57, 58, 59.
Gequetschte Gerölle (Verrucano) 38, 51.
Gerölle (granitische, in Verrucano) 44.
Glarner Doppelfalte 42.
Gletscherbuckel 5, 19.
Gliems:
  Piz Gliems 1.
  Val Gliems 54.

Glievers (Alp de Gl.) 7, 10.
Gneiss 4, 6, 19, 33, 34, 35, 36, 43, 52, 53.
Gonda 44.
Gotthard 43.
Granat 51, 52.
Granit 1, 5, 19, 24, 53, 54.
Granitaplit 29, 30.
Granitdioritaplit 30.
Granitporphyr 2, 16, 18, 29, 34, 35.
Grossvenedigerstock 59.
Grubenmann 21
Grüne Schiefer von Somvix 2, 12, 21, 39, 43, 45, 46, 56, 57.

Hæmatit 23, 28.
Heim 5, 6, 21, 39, 40, 45, 47.
Hornblende 8, 9, 10, 11, 12, 14, 16, 22, 23, 24, 25, 27, 28, 34, 44, 52, 53, 54.
Hornblendediorit 21.
Hornblende-Gabbro 8.

Ilanz 45.
Ilanzer Varietät des Verrucano 39, 43, 47, 56.
Ilmenit 10, 12, 28, 45.

Kahl 28, 30.
Kalk 37, 38, 40.
Kaolin 9, 26, 27.
Kataklasstruktur 14, 33, 59.
Keratophyr 29, 49.
Klosteralp 54.
Kontaktmetamorphose 36, 52.
Kontaktmineralien 36, 52.
Krantz 48.
Kupfererze 5, 13.
Kutscher 30.

Labrador 14.
Lagergänge 18.
Lehmann 34, 35.
Lenneporphyre 48.
Lentikulartextur 54.
Leukoxen 10, 12.
Lias 37, 38.
Limonit 15, 23, 36, 48, 54.
Linearstreckung 13, 42, 44.
Luciberg 29.
Luciit 29.
Lumpegnia:
  Lumpegniabrücke 18, 19, 20, 24.
  Lumpegniaschlucht 31.
  Prau Lumpegnia 18.
  Val Lumpegnia 18, 19.
Luven (Val Luven) 21, 33, 38, 39.

Magnetit 10, 11, 12, 23, 28, 31, 34, 38, 45, 48, 52.
Malchit 29.
Malm 2, 37, 41.
Marmorisierung 7, 38, 40, 41, 42.
Mechanische Porphyrstruktur 11, 12.
Medelser-Schlucht-Diorit 57.
Meinerzhagen 49.
Melibocus 29.
Mikrobreccie 11.
Mikroklin 14, 25, 34, 35, 52.
Mikrolithen 9.
Milch 43.
Moräne 4, 18, 19, 37, 38, 39, 40, 45, 51 (siehe auch „Erraticum").
Mügge 48, 49.
Mulineun (Val Mulineun) 7, 20, 21, 39.
Munt:
  Alp de Munt 4, 5, 33.
  Culm de Munt 19.
Mürtschenalp 50.
Muscovit 13, 14, 34, 36, 38, 51.
Muscovitgranit 2, 33, 34, 35, 36.
Mut (Piz Mut) 7, 53.

Natron-Sericit 26.
Ner (Piz ner) 1, 53.

Oligoklas 27.
Orbit 31.
Orthoklas 14, 16, 17, 25, 27, 34, 36, 38, 47, 48, 52, 54.
Osann 29.

Paragonit 22, 28.
Parallel-Rippung 44.
Pardomat 53, 57.
Piperoff 50.
Piz Alpetta 1.
„ Cavardiras 1.
„ Gliems 1.
„ Mut 7, 53.
„ ner 1, 53.
Placi, siehe St. Placi.
Plagioklas 9, 10, 11, 14, 15, 16, 17, 22, 24, 25, 27, 28, 31, 34, 36, 45, 47, 48, 52, 53, 59.
Platta cotchina 6.
Pleunca (Val pleunca) 42, 43, 44.
Porphyrartiger Granit 33.
Porphyrit 43.
Porphyrstruktur (mechanische) 11, 12.
Prauliung 41.
Prau Lumpegnia 18.
Protogin 2, 5, 20, 24, 33, 38, 39, 43.
Pseudoporphyrische Struktur 26.
Puntaiglas:
  Alp de Puntaiglas 4, 5, 6, 7, 12, 13, 14.
  Val Puntaiglas 2, 4, 5, 7, 15, 24, 33, 38, 43, 46, 60.
Puntaiglasdiorit 2, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 21, 47, 56, 57.
Puntaiglasdioritschiefer 45.
Puntaiglasgletscher 5.
Puntaiglasgranit 6, 7, 53.
Pyrit 9, 13, 15, 22, 23, 28, 31, 35, 36, 52, 54.
Pyroxen 8, 57.

Quartenschiefer 42.
Quarz 4, 10, 13, 14, 16, 22, 23, 25, 26, 27, 34, 35, 36, 38, 44, 48, 52.
Quarz, sekundär 14, 24, 26, 31, 45, 47, 48, 54.
Quarzbiotitdiorit 27, 33.
Quarzdiorit 56.
Quarzdioritaplit 5, 14, 29, 30, 56.
Quarzdioritporphyrit 31.
Quarzitschiefer 13.
Quarzmuscovitdioritporphyrit 34.
Quarzporphyr 4, 5, 6, 7, 10, 14, 15, 21, 33, 56.

Rabius 39, 42.
  Val Rabius 7, 20, 21, 33, 34, 38.
Rath, G. vom 5, 18.
Rinkenberg 1, 44, 51.
Rippung (in Verrucano) 44.
Rinne 35.
Rolle 52.
Romberg 15.
Rosenbusch 30.
Rostroter Schuttkegel auf Alp de Puntaiglas 12, 13.
Rötidolomit 6, 7, 11, 12, 13, 24 40, 41, 42, 56.
Rundbuckel 5, 19.

Rusein:
Alp Rusein 18, 54.
Ruseinbrücke 2, 5, 17, 18, 19, 20, 22, 23, 24, 27, 31, 33, 39, 40.
Val Rusein 1, 2, 18, 19, 20.
Rusein-Aplit 27, 30, 31, 34.
Ruseindiorit 20, 21, 45, 47, 53, 54, 56, 57.
Ruseindioritschiefer 45, 57.
Ruseinit 30.
Rutil 24, 36.
Rutschphänomene 5, 13, 17, 21, 27, 51.

Salern 37.
Saussuritisierung 25, 28, 31.
Scaleglia 57.
Schlans 1, 33, 37, 40, 41, 42, 43, 44, 50.
Alp de Schlans 5.
Schlieren 18, 39, 54.
Schmidt, C. 8, 9, 18, 45.
Schutt 2. 5, 18, 19, 34, 41.
Schuttquellen 5.
Schwendener 35.
Sedimentmuldenzug 2, 19, 24, 37, 43, 56.
Sekundäre Mineralbildung 57.
Sericit 9, 12, 14, 15, 16, 17, 22, 24, 25, 26, 27, 28, 35, 37, 38, 44, 45, 48, 52, 54, 60.
Sericitgneiss 45.
Sericitphyllit 52.
Sericitschiefer 1, 2, 12, 13, 19, 24, 37, 44, 45, 51, 54, 56.
Sillimanit 36.
Somvix 2, 17, 20, 39, 43.
Dioritporphyrit von Somvix 47.
Grüne Schiefer von Somvix 12, 24, 39, 43, 45, 46, 56, 57, 60.
Spaltenbildung 20.
Stahel 49.
Stapff 43.
St. Benedetg 20, 33, 39.
St. Placi:
Kapelle St. Placi 19, 40.
Val St. Placi 18, 19, 31, 33, 34, 53.
Streckrisse 44.
Streifengneiss 44.

Tabelle über die Wirkungen des Gebirgsdruckes 58.
Talkschiefer 53, 57.
Tarnuzzer 22.
Theobald 5, 22, 52.
Thonschiefer (Lias) 37, 38, siehe auch „Verrucano".
Tieua 33.
Tiraun 51.
Titanit 22, 23, 25, 27, 28, 33, 38, 39, 45.
Topfstein 53, 57,
Transversalverschiebung 41.
Truns 1, 2, 4, 5, 20, 36, 37, 38, 42, 43, 45.
Tscheps (Val Tscheps = Val Luvén) 39.
Turmalin 24, 33, 35, 36.

Uaul dadens pradas 41.
Umformung mit und ohne Bruch 57.
Umkrystallisation 31, 32.
Urserenmulde 40, 42, 43, 56.

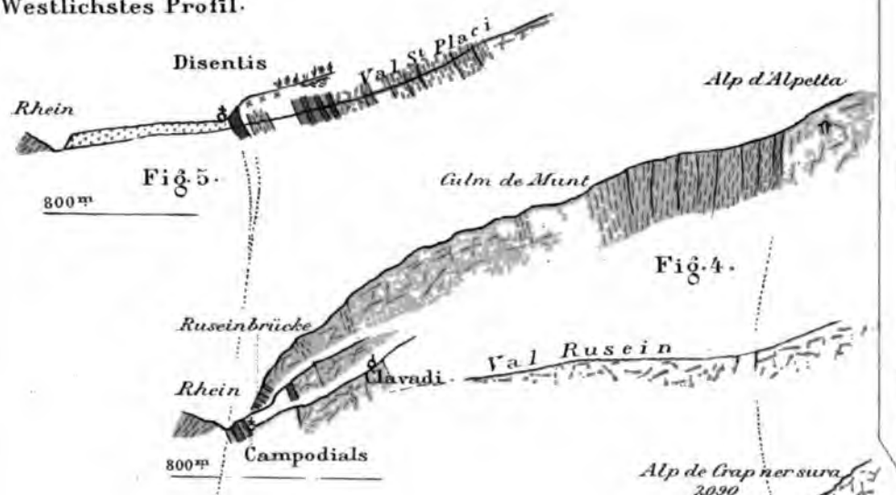
Verdichtung der Substanz 60.
Verrucano 1, 2, 4, 6, 7, 45.
Conglomeratisch 38, 43, 44, 51.
Gneissartig 33, 38, 41, 43, 44, 51.
Thonschieferig 37, 38, 41, 42, 43, 44.
Einlagerungen in Verrucano 45, 51. (Ilanzer Varietät 39, 43, 47, 56).
Verrucano-Mulde 56.
Verwerfung in Plagioklas 28.

Weinschenk 59.
Werveke, van 15.
Westfalen 48.
Williams 57.

Zaniu 4.
Zafragia (Val Zafragia) 40, 41, 42, 45.
Zersetzungsschimmer 9.
Zinzera (Val Zinzera) 38, 39, 40, 42, 43, 44.
Zirkel 11, 49.
Zirkon 26, 31, 36, 52.
Zoisit 9, 11, 22, 24, 26, 45, 52, 59, 60.
Zwillingslamellierung (sekundär) 15, 48.

S.E.

Westlichstes Profil.



N.W.

Legende.

Recent u. Diluvium:

- Schuttkegel
- Erraticum Wallmoränen

Mesozoïcum:

- Malm
- Lias-Dogger
- Trias/Röthidolomit

Verrucano:

- Thonschiefer
- Conglomeratisch
- Gneissartig

- Sericitschiefer-Zone
- Granatführendes Gestein von Darwela-Rinkenberg

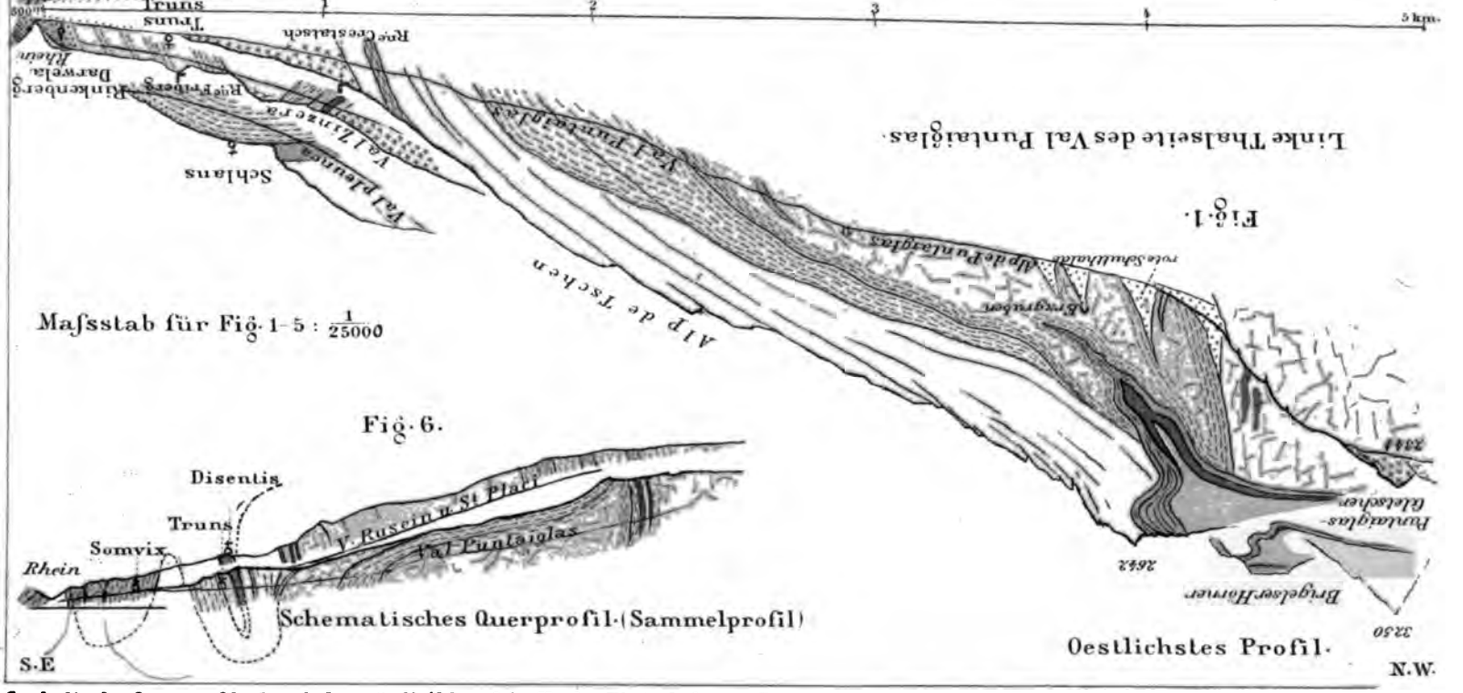
Dioritische Gesteine:

- Diorit-Porphyrit
- Quarz-Diorit-Aplit
- Massiger Diorit
- Diorit-Schiefer

Granitische Gesteine:

- Quarzporphyr
- Granitporphyr-Aplit
- Granit-Protogin
- Gneiss

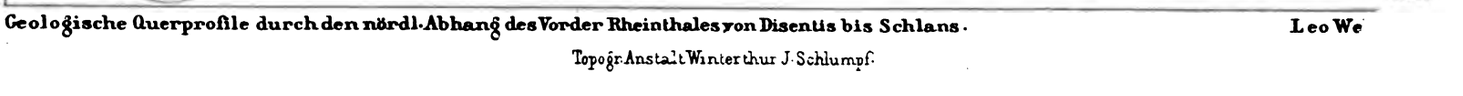
Rechte Thalseite des Val Puntaiglas.



Linke Thalseite des Val Puntaiglas.

Maßstab für Fig. 1-5 : $\frac{1}{25000}$

Schematisches Querprofil (Sammelprofil)



Oestlichstes Profil.

S.E.

N.W.

Geologische Querprofile durch den nördl. Abhang des Vorder Rheinthales von Disentis bis Schlans. **Leo We**

Topogr. Anstalt Winterthur J. Schlumpf.

Fig. 2. Gänge von Dioritaplit in Diorit an der Ruseinbrücke (rechtes Ufer)

Fig. 5. an der Strasse, dicht bei der Ruseinbrücke. (linkes Ufer)

Fig. 8. nat. Gr. Gequetschte Gerölle? (im Verrucano ob Schlans)

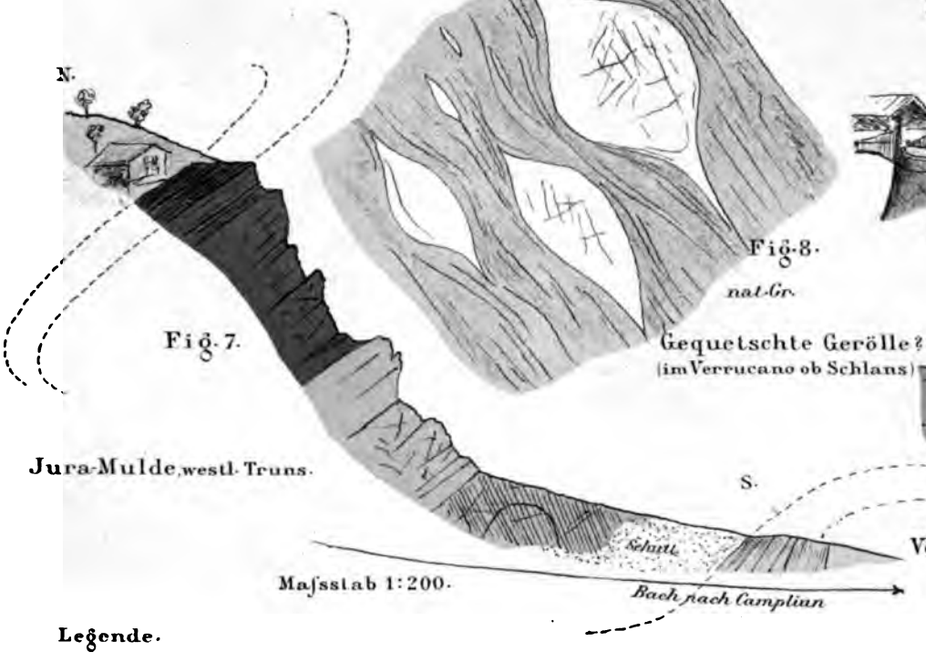


Fig. 7. Jura-Mulde, westl. Truns.

Fig. 9. Verrucano-Gewölbe bei Schlans.

Legende.

- Erraticum
- Malm
- Dogger } Jura
- Lias
- Röthidolomit (Trias)
- Verrucano
- Diorit (massig)
- Quarz-Diorit-Aplit
- Diorit-Schiefer
- Granit

Fig. 10. Gequetschte Granit- etc.-Gerölle im Verrucano (südöstl. von Schlans) Maßstab 1:7.

Fig. 4. Schlierenbildung (Ruseinbrücke) Maßstab ca. 1:50.

Fig. 3. an der Strasse, dicht bei der Ruseinbrücke (rechtes Ufer) Maßstab ca. 1:70.

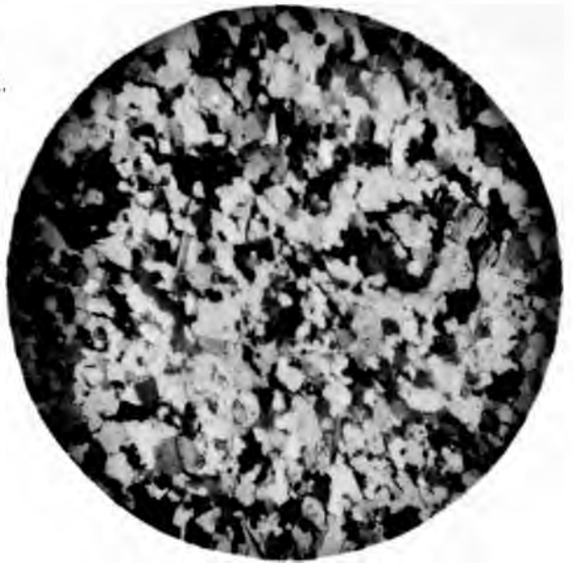
Fig. 2. Zerknitterte Partie in bankig-schieferigem Rusein-Diorit, an der Lumpegnia-Brücke.

Fig. 1. Domförmiger Abfall des Dioritstockes an der Ruseinbrücke.

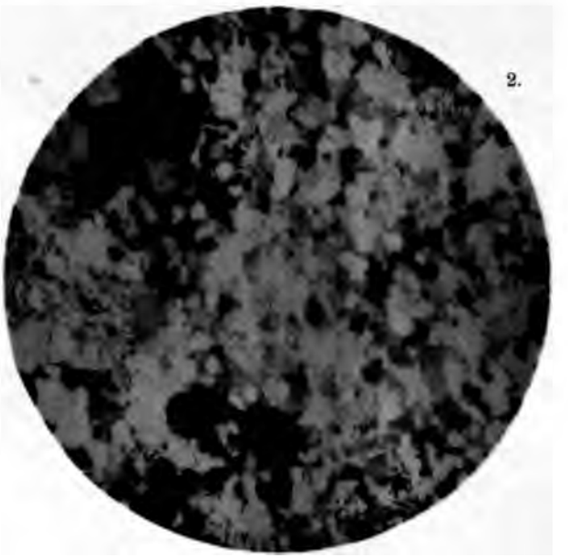
Phototypie von Brunner & Hauser, Zürich.

Structurbilder. Wirkung des Gebirgsdruckes auf die Gesteinsstructur.

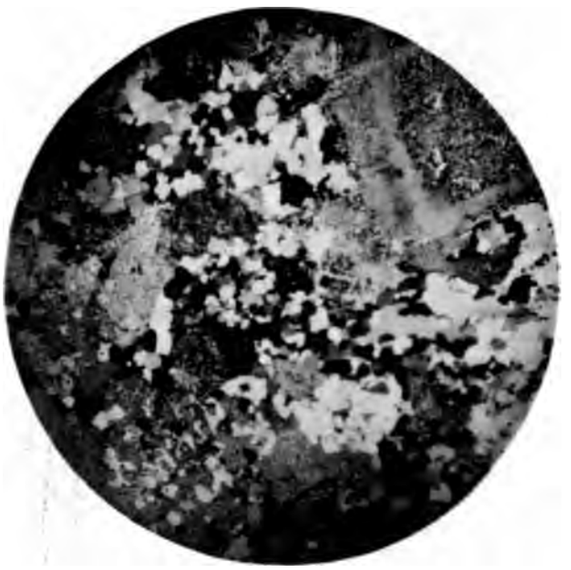
1.



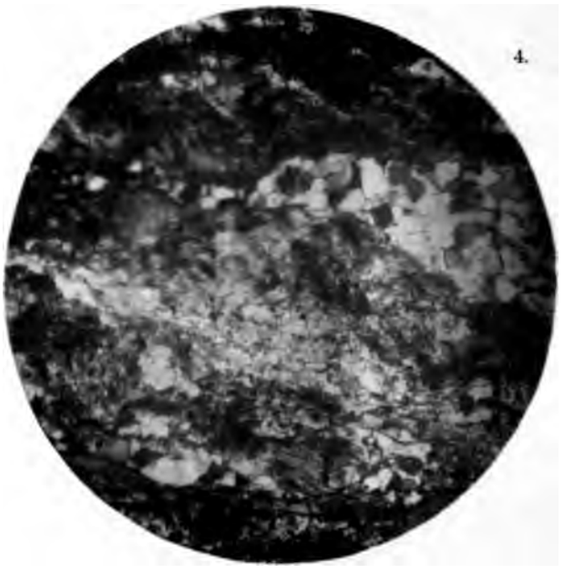
2.



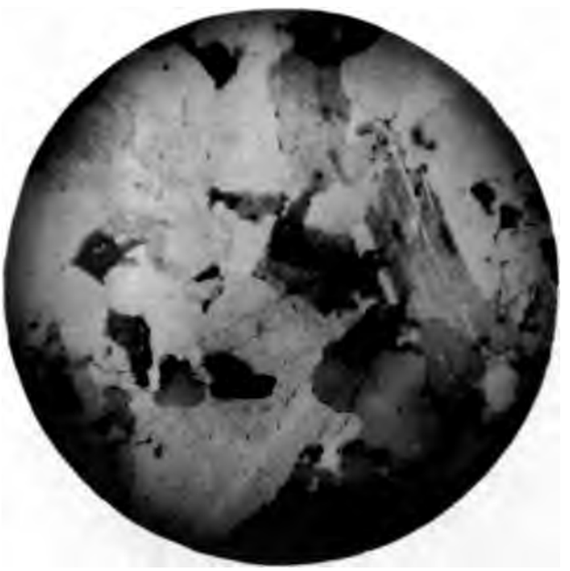
3.



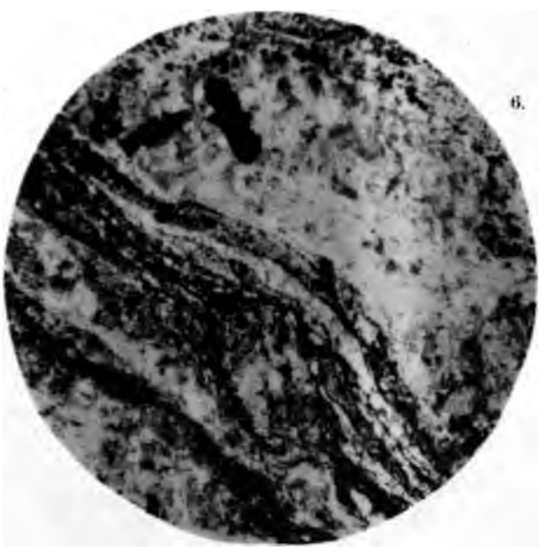
4.



5.



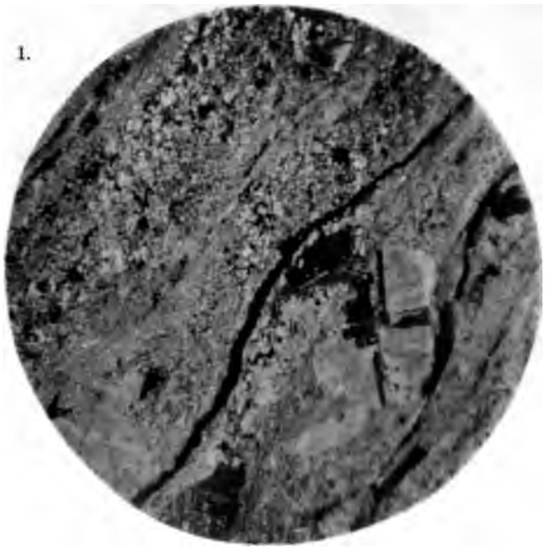
6.



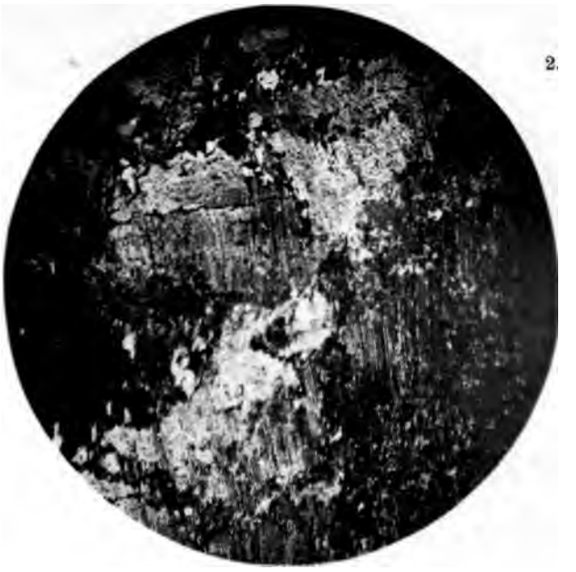
Mikrophotographie von Dr. Leo Wehrli, Zürich.

Phototypie von Brunner & Hauser, Zürich.

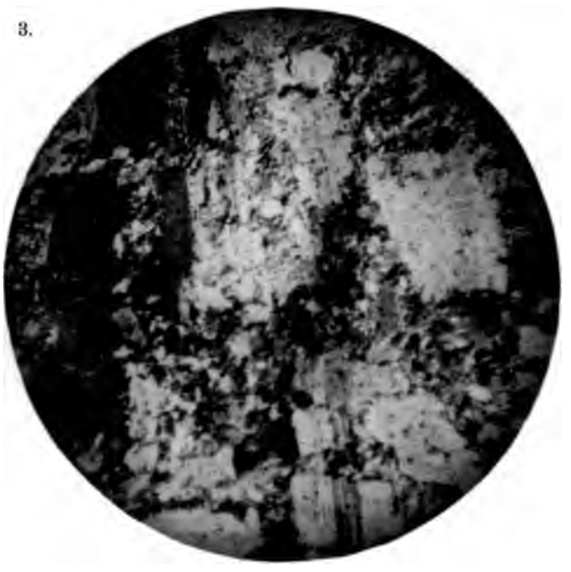
Structurbilder. Wirkung des Gebirgsdruckes auf die Gesteins- und Mineralstructur.



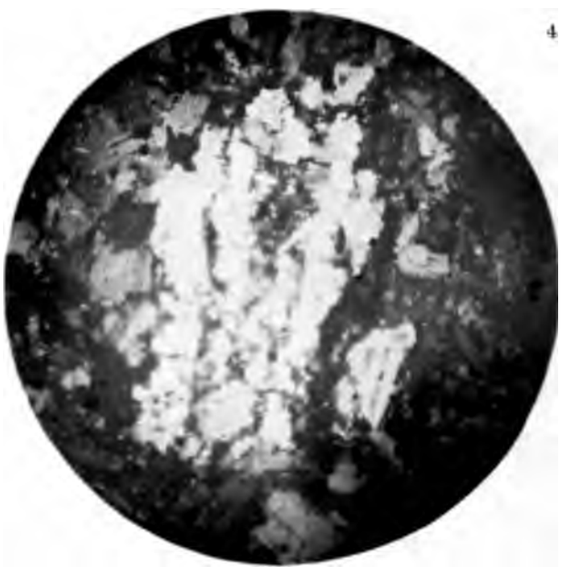
1.



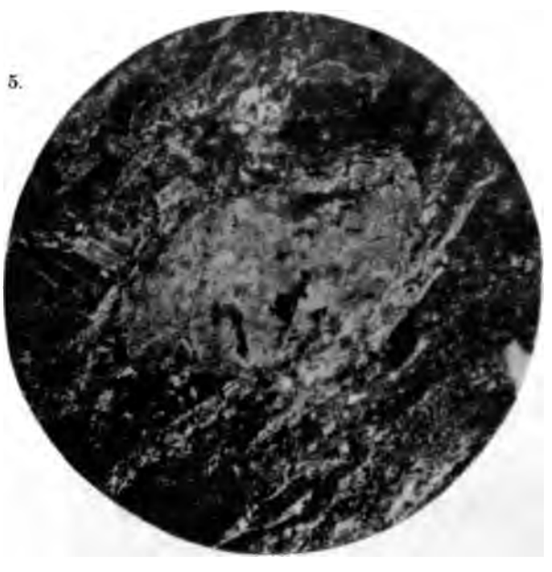
2.



3.



4.



5.

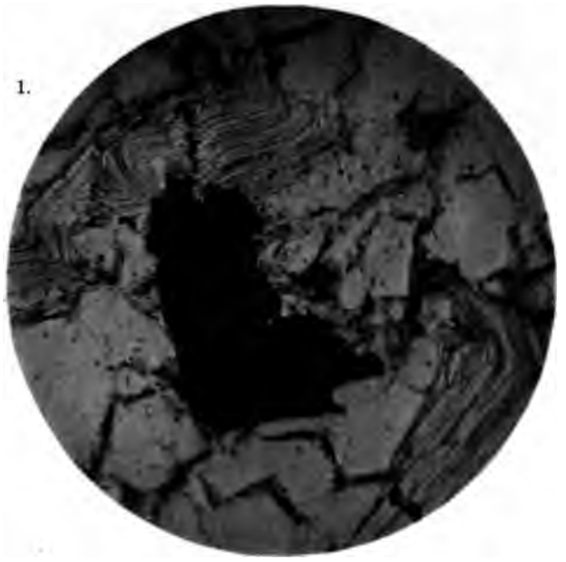
6.

Mikrophotographie von Dr. Leo Wehrli, Zürich.

Phototypie von Brunner & Hauser.

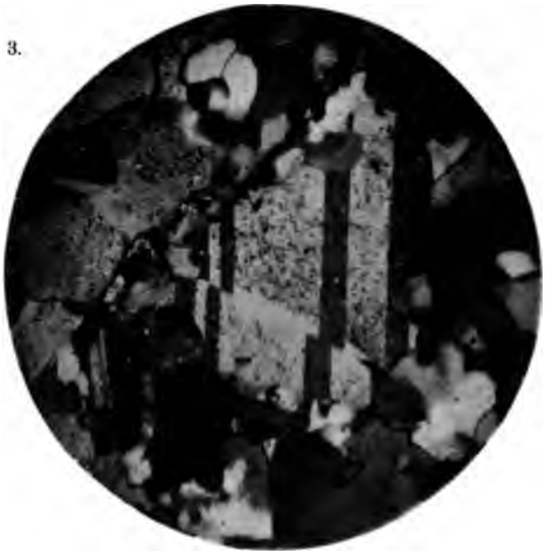
Structurbilder. Wirkung des Gebirgsdruckes auf einzelne Gesteinscomponenten.

1.



2.

3.



4.

5.

6.

photographie von Dr. Leo Wehrli, Zürich.

Stanford University Libraries
3 6105 004 638 008

To avoid fine, this book should be returned on
or before the date last stamped below

785978